Untersuchungen an Sedimentgesteinen der westlichen Kontaktzone des Okergranites (Harz)

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Georg-August-Universität

zu Göttingen

R. GEOL. MIJ. BIBLIOTHEEK LEIDEN

Vorgelegt von

Ingo Dreizler

aus Mannheim

Göttingen 1960

1/61

D 7

Referent: Prof. Dr. Correns
Korreferent: Prof. Dr. Bederke
Tag der mündlichen Prüfung: 22. Juni 1960

Sonderdruck aus
„Beiträge zur Mineralogie und Petrographie",
Band 7, 1960

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie 7, 439—468 (1960)

Aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Göttingen

Untersuchungen an Sedimentgesteinen der westlichen Kontaktzone des Okergranites (Harz)

Von

Ingo Dreizler

Mit 6 Textabbildungen

(Eingegangen am 31. August 1960)

Inhaltsübersicht

Seite

A. Einleitung 440
B. Probennahme 440
I. Die Kalke 442
II. Die Tonschiefer 443
1. Die Kulmtonschiefer S. 443. — 2. Die Calceola-Schiefer S. 444
III. Der Kahlebergsandstein 446
IV. Der Okergranit 446
C. Untersuchungsmethoden 447
I. Aufbereitung 447
II. Korngrößenanalyse des säureunlöslichen Anteiles der Kalke 447
III. Mikroskopische Untersuchungen 447
IV. Röntgenographische Untersuchungen 447
V. Chemische Untersuchungen 447
D. Untersuchungsergebnisse 448
I. Die Kalke 448
1. Der Mineralbestand des säureunlöslichen Anteiles der nichtmetamorphen Kalke S. 448. — 2. Der Mineralbestand des säureunlöslichen Anteiles der metamorphen Kalke S. 449. — 3. Korngrößenverteilung des säureunlöslichen Anteiles der nichtmetamorphen und metamorphen Kalke S. 451. — 4. Chemische Teilanalysen und Mineralzusammensetzung der mittel- und oberdevonischen Kalke S. 453
II. Die Tonschiefer 454
1. Die Calceola-Schiefer S. 454. — a) Der Mineralbestand der kalkhaltigen Calceola-Schiefer S. 454. — b) Der Mineralbestand der kalkfreien Calceola-Schiefer S. 454. — 2. Die Tonschieferlagen in devonischen Kalken S. 456. — 3. Die Kulmtonschiefer S. 456. — a) Der Mineralbestand der nichtmetamorphen Kulmtonschiefer S. 456. — b) Der Mineralbestand der metamorphen Kulmtonschiefer S. 457. — c) Beschreibung von typischen Strukturen bei den kontaktmetamorphen Tonschiefern S. 457. — d) Chemische Teilanalysen und halbquantitativer Mineralbestand der Tonschiefer S. 457
III. Der unterdevonische Kahlebergsandstein 460
1. Der Mineralbestand des nichtmetamorphen Kahlebergsandsteines S. 460. — 2. Der Mineralbestand des kontaktmetamorphen Kahlebergsandsteines S. 460. — 3. Chemische Teilanalysen und halbquantitativer Mineralbestand des Kahlebergsandsteines S. 461
IV. Der Okergranit 462
E. Diskussion 463
I. Diskussion der neuentstandenen Gesteine mit ihren Mineralneubildungen 463
1. Die kontaktmetamorphen Fleckenschiefer S. 463. — 2. Die Biotit-(Cordierit-) Hornfelse S. 463. — 3. Die kontaktmetamorphen Calceola-Schiefer S. 464. — 4. Die kontaktmetamorphen Kalke S. 464. — 5. Die kontaktmetamorphen Sandsteine S. 464
II. Ungefähre Temperaturverhältnisse während der Kontaktmetamorphose 465
Zusammenfassung 466
Literatur 467

A. Einleitung

Petrographische Untersuchungen im Gebiet des Okergranites und seiner Kontaktzone reichen bis zur Mitte des vergangenen Jahrhunderts zurück. Erwähnt seien hier die petrographischen Arbeiten von G. Rose[35] (1854), C.W.C. Fuchs[20] (1862) und G. vom Rath[34] (1862) über den Brocken- und Okergranit. F. Ulrich[48] (1860) machte wohl als erster auf Mineralneubildungen in den angrenzenden Sedimentgesteinen des Okergranites aufmerksam. In den Jahren 1877—1910 folgten im Rahmen der systematischen Kartierung des Harzes die Arbeiten von A. Halfar[24] (1877), A. v. Groddeck[23] (1878), M. Koch[29] (1888), K. A. Lossen[31, 32] (1888, 1889), L. Beushausen[2] (1900), A. Bode[3] (1907) sowie Arbeiten über Spezialprobleme von C. Klein[27] (1883) und O.H. Erdmannsdörffer[9–16] (1907—1927).

J. Fromme[19] (1927) stellte in seinem systematischen Werk „Die Minerale des Brockengebirges insonderheit des Radautales" alle Mineralfundpunkte des Brocken- und Okergranites einschließlich der Kontaktzone zusammen.

H. Dengler[8] (1956) beschäftigte sich in seiner Arbeit „Der Okergranit im Harz" mit granittektonischen Problemen und wies darin eine weitgehende Analogie zwischen Oker- und Brockengranit nach. Er konnte außerdem im wesentlichen zwei Ausbildungsformen des Okergranites feststellen: 1. Der südliche Hauptteil des Massives besteht aus einem gleichförmig ausgebildeten graphophyrischen Granit, während sich 2. in der sog. Nordrandzone ohne scharfe Grenze quarzdioritisch-granodioritische Gesteine einstellen. Dengler vermutet hier im Okergranit die Fortsetzung der von Erdmannsdörffer gefundenen Granit-Diorit-Zone des Brockengranites.

R. Seim[41] (1959) untersuchte in seiner Arbeit „Über kontaktmetasomatische Prozesse im Rahmen des Brockengranites" kontaktmetasomatisch veränderte mitteldevonische Tonschiefer im östlichen Kontakthof des Brockengranites.

Der Zweck der vorliegenden Arbeit lag in der Klärung folgender Punkte:

1. Die geologischen Verhältnisse der westlichen Kontaktzone des Okergranites sind relativ einfach, so daß hier die ausschließliche Wirkung der Kontaktmetamorphose untersucht werden kann.

2. Erfassung des Mineralbestandes der unveränderten und der veränderten Sedimentgesteine mit modernen Methoden und zusammenfassende Darstellung der Ergebnisse.

3. Es soll die Rolle von allochemischen Prozessen bei der Kontaktmetamorphose studiert werden.

B. Probennahme

Der Okergranit ist das westlichste und kleinste Granitvorkommen des Harzes. Das Gebiet wird durch die Talbildungen der Oker (W), Gr. Romke (S), Bleiche (O) und im N durch die Harzrandverwerfung begrenzt. Im Gegensatz zum Brockengranit bildet der Okergranit kein einheitliches Massiv, sondern der größte Teil ist durch Sedimentgesteine, im wesentlichen Kulmtonschiefer, verhüllt. Nur an jenen Stellen, wo die Erosion weiter fortgeschritten ist, treten die für den Granit typischen Klippen mit Wollsackverwitterung auf. Die Klippenbildung erreicht ihren Höhepunkt an den östlich (Käste, Feigenbaumklippen, Studentenklippen, Ziegenrücken) und westlich (Adlerklippen, Klippen an der 6. Fabrik) gelegenen Talhängen des tiefeingeschnittenen Okertales (Abb. 1).

Das untersuchte Probenmaterial stammt zum Teil aus früheren Begehungen (1953) meines Lehrers, Herrn Prof. C. W. Correns, sowie aus eigener Geländearbeit in den Sommerhalbjahren 1957—1959. Bei der Probennahme wurde besondere Aufmerksamkeit auf folgende Punkte gelegt:

1. Zusammenstellung von direkten Berührungspunkten des Granites mit dem angrenzenden Nebengestein.

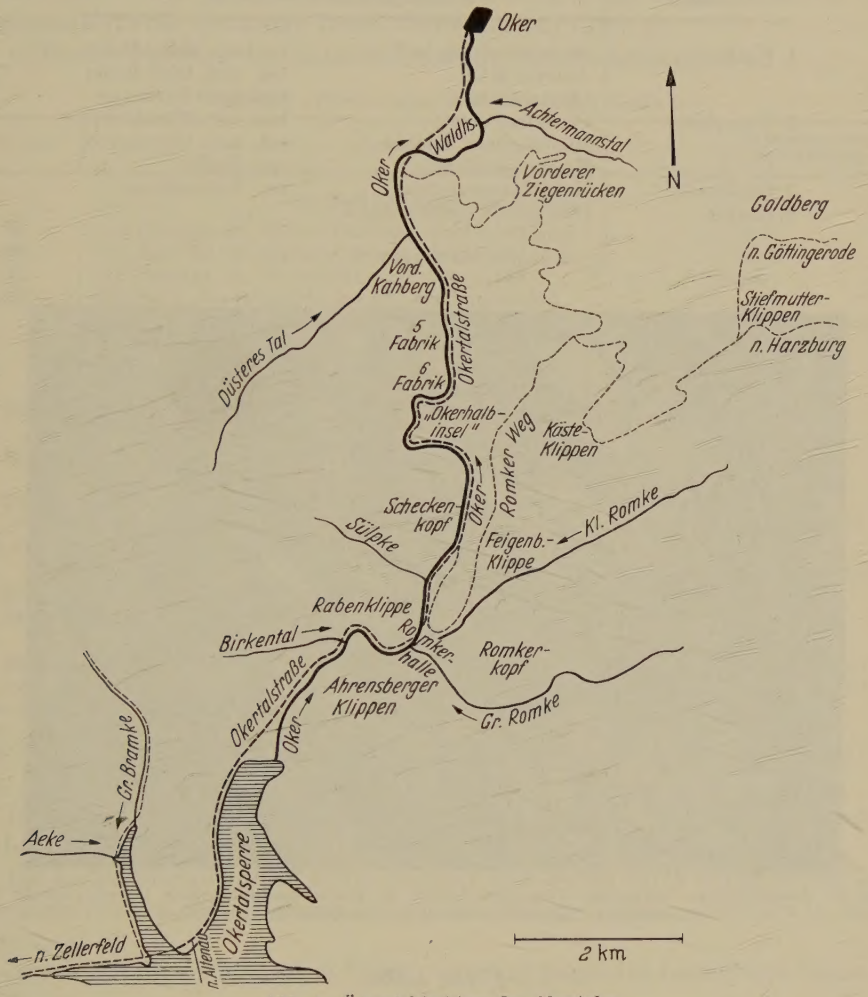

Abb. 1. Übersichtsskizze des Okertales

2. Zusammenstellung aller Granatfundpunkte.

3. Zu den metamorphen Proben wurden nach Möglichkeit entsprechende nichtmetamorphe Proben aus unmittelbarer Nähe gesammelt.

Künstliche Aufschlüsse existieren außer einer aufgelassenen Granitspalterei unterhalb der Käste, der neuangelegten Okertalstraße unterhalb der Hauptstaumauer der Okertalsperre und des Granitgrusbruches an den Stiefmutterklippen nicht, so daß zum größten Teil auf die natürlichen Aufschlüsse zurückgegriffen werden mußte, die sich in zahlreichen Felsen- und Klippenbildungen

anbieten. Dadurch wurde natürlich die Aufnahme eines Gesamtprofiles meist unmöglich.

Folgende Gesteine wurden untersucht (s. Tabelle 1).

Tabelle 1. *Die untersuchten Gesteine und ihre stratigraphische Bezeichnung*

Gestein	Stratigraphische Bezeichnung		
1. Kalke	Stringocephalenkalk	tmd	ob. Mitteldevon
	Adorfer Kalk	toa	unt. Oberdevon
	Clymenienkalk	tocl	ob. Oberdevon
2. Tonschiefer . .	Calceola-Schiefer	tmc	unt. Mitteldevon
	Büdesheimer Schiefer . . .	tob	unt. Oberdevon
	Kulmtonschiefer	cut	Kulm
3. Sandstein . .	Kahlebergsandstein	tu	Unterdevon
4. Granit	Okergranit, postsudetisch nach ERDMANNSDÖRFFER * . .	Go	

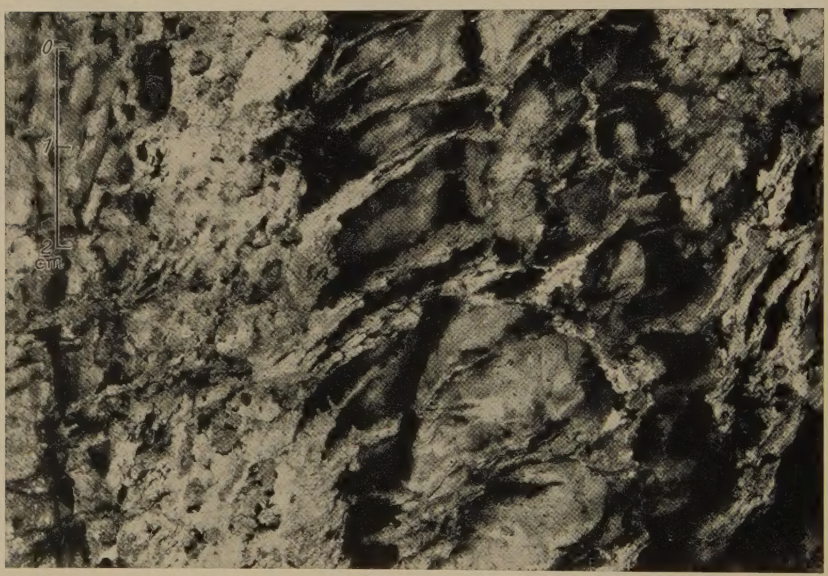

Abb. 2. Ausgewitterte, netzartige Tonschieferleisten in kontaktmetamorphem Oberdevonkalk der Rabenklippe; rechts der cm-Skala Horizont mit Granaten

I. Die Kalke

Die mittels stratigraphischer Beobachtungen ausgeschiedenen Stufen des Mittel- und Oberdevons (Stringocephalenstufe, Adorfer-, Nehden-, Hemberg- und Dasbergstufe) unterscheiden sich in ihrer mineralogischen Ausbildung nicht. Früher wurden die Kalke des Mittel- und Oberdevons unter der Bezeichnung

* H. J. FABIAN weist in seinen Untersuchungen über die Bohrung „Northeim 1" konkordante Lagerungsverhältnisse zwischen Unterkarbon und Oberkarbon nach, so daß danach das Vorhandensein der sudetischen Faltungsphase in Frage gestellt ist und die Intrusionsvorgänge auch nach der asturischen Faltungsphase stattgefunden haben könnten. [H. J. FABIAN: Die Bohrung „Northeim 1". Neues Jb. Geol. u. Paläont., **105**, S. 113—122 (1957).]

Kramenzelkalke zusammengefaßt. Folgende Ausbildungsformen wurden im Gelände beobachtet:

a) Tonschiefer mit eingelagerten Kalkknotenhorizonten. Die Kalkknoten verwittern schneller, so daß dadurch die typischen Lochstrukturen entstehen (Kramenzelschichten).

b) Relativ reine Kalke. Bei der Verwitterung dieser Kalke treten an der Gesteinsoberfläche netzartige Tonschieferleisten auf (Abb. 2).

c) Wechsellagerung von Kalkschichten mit Tonschieferschichten.

Tabelle 2. *Probennahme der devonischen Kalke*

Pr.-Nr.	Lokalität	Stratigraphische Bezeichnung
	a) Nichtmetamorphe Kalke	
55	Gr. Bramke, kl. Holzabfuhrweg, Jagen 141	tocl
56	Gr. Bramke, kl. Holzabfuhrweg, Jagen 141	tmd
57	Gr. Bramke, kl. Holzabfuhrweg, Jagen 141	toa
132	NE-Seite des Hühnertalkopfes, bei Lautenthal (leg. S. Koritnig und P. Schneiderhöhn 1948)	Kellwasserkalk im toa
	b) Metamorphe Kalke	
35	Romkerhaller Wasserfallfelsen, oberhalb des Harzburger Fahrweges	tocl
38	Romkerhaller Wasserfallfelsen, oberhalb des Harzburger Fahrweges	tmd
36a	Romkerhaller Wasserfallfelsen, oberhalb des Harzburger Fahrweges	toa
66, 67*	Romkerhaller Wasserfallfelsen, oberhalb des Harzburger Fahrweges	Kellwasserkalk
65*	Romkerhaller Wasserfallfelsen	tmd
24a	Unterer Kahbergweg, unterhalb des Scheckenkopfes, etwa 100 m in Richtung okerabwärts vom Sülpkefahrweg entfernt	tmd
25a	Scheckenkopf, Ostrand, letzter Fels okerabwärts	Oberdevon (?)
74*	Scheckenkopf, Ostrand	Oberdevon (?)
60—62*	Rabenklippe, Ostseite	tocl
123—131	Rabenklippe, Ostseite	tocl
118—121	„Okerhalbinsel" (Jagen 38), Südseite	Oberdevon (?)

In Tabelle 2 sind die untersuchten Proben aufgeführt. Die Tonschieferlagen in den devonischen Kalken sind bei den Tonschiefern aufgeführt.

Die kontaktmetamorphen Kalke zeichnen sich häufig durch unregelmäßig angeordnete Flecken aus, die durch hellere und dunklere Partien entstehen (s. auch Abb. 3).

In den kontaktmetamorphen Kalken treten an folgenden Lokalitäten Granate auf:

1. Romkerhaller Wasserfallfelsen (Pr.-Nr. 65*).
2. Rabenklippe (Pr.-Nr. 60—62*, 123—131).
3. Scheckenkopf (Pr.-Nr. 24a, 74*).
4. „Okerhalbinsel", Jagen 38; (Pr.-Nr. 119).

II. Die Tonschiefer

1. Kulmtonschiefer. Den größten Anteil an den Gesteinen der Kontaktzone des Okergranites haben die Kulmtonschiefer. Zum Vergleichen wurden auch hier

* leg. Prof. C. W. Correns (1953).

Proben außerhalb der Kontaktzone entnommen (s. Tabelle 3). Die Kulmtonschiefer zeichnen sich in Richtung zum Kontakt durch Zunahme der Härte und Abnahme der Spaltbarkeit aus, so daß in unmittelbarer Nähe des Kontaktes dichte, dunkelgefärbte Hornfelse ohne Spaltbarkeit und mit muscheligem Bruch resultieren. Die auf der geologischen Karte im Bereich der Kulmtonschiefer angegebene Kontaktzone dürfte im wesentlichen mit Hilfe dieser Eigenschaften festgelegt worden sein.

Natürliche Aufschlüsse mit direktem Kontakt Granit—Kulmtonschiefer existieren nicht. Die kartierten Grenzen Granit-Kulmtonschiefer wurden wahr-

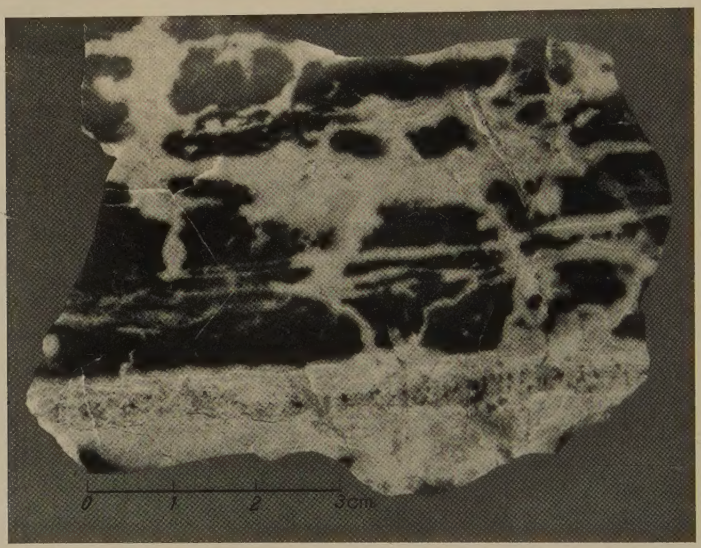

Abb. 3. Kontaktmetamorpher Fleckenkalk

scheinlich mit dem letzten Auftreten von Kulmtonschiefer-Lesesteinen festgelegt. Die künstlichen Aufschlüsse der Stiefmutterklippen und des Goldberges zeigen die Kontaktverhältnisse nur in geringem Umfange. Im Granitgrusbruch der Stiefmutterklippen handelt es sich um mehrere, stark umgewandelte Kulmtonschieferschollen, die auf dem Granit schwimmen. Der fast verschüttete Straßenbruch am Goldberg zeigt, wie der Granit zungenartig den Kulmtonschiefer überlagert [s. auch H. DENGLER[8] (1956)]. Wegen der starken sekundären Zersetzung wurden hier keine Proben untersucht. Weitere natürliche kontaktmetamorphe Kulmtonschieferaufschlüsse befinden sich im Gebiet der Ahrensberger Klippen und Romkerhaller Wasserfallfelsen sowie unterhalb der Feigenbaumklippen und im Tal der Gr. Romke.

In Tabelle 3 sind die untersuchten Proben eingetragen.

2. Die Calceola-Schiefer. Im Bereich der westlichen Kontaktzone des Okergranites sind die Calceola-Schiefer sowohl kalkig (Birkenkopf) als auch kalkfrei ausgebildet (6. Fabrik). Nichtmetamorphe Calceola-Schiefer wurden nicht untersucht, da keine ausreichenden Aufschlüsse in der näheren Umgebung zur Verfügung standen.

Tabelle 3. *Die Tonschiefer*

Pr.-Nr.	Lokalität
	1. Kulmtonschiefer
	a) Proben, außerhalb der Kontaktzone
42	Gr. Bramketal, Abzweigung der Forststraße nach Clausthal-Zellerfeld
42a	Forststraße Gr. Bramketal, Abzweigung Aeketal
43	Okerstraße, km 4,2; kurz vor der Brücke nach Altenau
43a	Straße nach Clausthal-Zellerfeld, km 9,2; hinter der Brücke nach Altenau
44	Okerstraße, km 4,4
	b) Proben, im Bereich der Kontaktzone
32	Steinbruch an der Stiefmutterklippe, 3. Scholle vom Eingang aus, 2,50 m oberhalb des Granites
33	Steinbruch an der Stiefmutterklippe, 3. Scholle vom Eingang aus, 1,50 m oberhalb des Granites
34	Romkerhaller Wasserfallfelsen, oberhalb des Harzburger Fahrweges
39	Unterhalb der Feigenbaumklippen in unmittelbarer Nähe des Granites (max. 5 m)
40a	Romker Weg, Abzweigung des Fahrweges um den Romker Kopf
41	Untere alte Okerstraße, kleine Brücke mit Pegelanzeiger
45	Okerstraße, km 5,6; unterhalb der Hauptsperrmauer
46	Okerstraße, km 5,8; unterhalb der Hauptsperrmauer
47	Okerstraße, km 6,1; unterhalb der Hauptsperrmauer
73*	Kontaktstück Kulmtonschiefer/Granit, Lesestein im Bachriß der Gr. Romke
	2. Calceola-Schiefer
	a) in kalkiger Ausbildung
50	Okerstraße, links (von der Hauptsperrmauer aus gesehen) vor der Auffahrt zu dem Diabasbetrieb
63*	Birkenkopf, oben
68/69*	Birkenkopf
	b) in kalkfreier Ausbildung
12	6. Fabrik, westliches Ufer, unmittelbar am Bachbett der Oker 130 cm vom Granit entfernt
13	wie Pr.-Nr. 12, 250 cm vom Granit entfernt
14/14a	maximal 5 cm vom Granit entfernt
16	6. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Fels am Bachbett etwa 85 m (okeraufwärts vom Granit entfernt)
18	wie Pr.-Nr. 16, etwa 25 m (okeraufwärts vom Granit entfernt)
19	6. Fabrik, Fels im Bachbett der Oker, direkt unterhalb der alten Brücke hinter der Fabrik
20	30 m oberhalb der unteren Regulierungsstaumauer, am westlichen Uferweg
21	Ungefähr 80 m oberhalb der unteren Regulierungsstaumauer, am westlichen Okeruferweg
22	Ungefähr 140 m oberhalb der unteren Regulierungsstaumauer, am westlichen Okeruferweg
	3. Tonschieferlagen in den dev. Kalken
24b	siehe Pr.-Nr. 24a (Tabelle 2)
25b	siehe Pr.-Nr. 25a (Tabelle 2)
37	Romkerhaller Wasserfallfelsen, oberhalb der Harzburger Fahrweges (Büdesheimer Schiefer)
64*	Südende Rabenklippe (Stringocephalenkalk)
117	„Okerhalbinsel", Nordseite über dem 1. Weg (s. auch Abb. 1)

Unmittelbar hinter der 6. Fabrik am Bachbett der Oker befindet sich ein gut aufgeschlossener Kontakt Granit/kalkfreier Calceola-Schiefer. Die Tabelle 3 zeigt die untersuchten Proben.

III. Der Kahlebergsandstein

Die untersuchten Proben sind in Tabelle 4 aufgeführt. Es wurden im wesentlichen nur Proben aus dem Bereich der Kontaktzone untersucht, da der nichtmetamorphe Kahlebergsandstein zur Zeit im hiesigen Institut von Fräulein H. GÖRZ[21] (Dissertation 1961) gesondert untersucht wird.

Tabelle 4. *Der Kahlebergsandstein*

Pr.-Nr.	Lokalität	Entfernung vom Granit
	a) Proben, außerhalb der Kontaktzone	
100—105	Westliche Talseite des Düsteren Tales, Jagen 15 und 17	
	b) Proben, im Bereich der Kontaktzone	
6a/6b	Punkt 53, unterhalb des unteren Kahbergweges	etwa 15 m
8	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil zwischen den Adlerklippen und den Granitklippen der 6. Fabrik. . . .	etwa 27 m
9	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil zwischen den Adlerklippen und den Granitklippen der 6. Fabrik	etwa 44 m
10	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil zwischen den Adlerklippen und den Granitklippen der 6. Fabrik	etwa 63 m
11a	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	etwa 17 m
11c′	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	etwa 6 m
11c″	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	etwa 4 m
11d	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	etwa 3,50 m
11e′	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	Kontakt
11e″	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	etwa 0,50 m
11e‴	5. Fabrik, westliches Ufer der Oker, Profil hinter der 5. Fabrik	etwa 1,30 m
23	Okerstraße, km 8,1; aufgelassener Steinbruch oberhalb der unteren Regulierungsstaumauer	
23b	30 m oberhalb des unteren Kahbergweges, Profil Kahberg — unterer Kahbergweg	
23c	44 m oberhalb des unteren Kahbergweges	
23e	Oberer Kahbergweg, Schneisenstein 50/53	
23f	Gipfel des Kahberges	
71*	Steinbruch am Waldhaus	
106	Aufgelassener Steinbruch am unteren Ende des Achtermanntales	
110—116	Kontakt 5. Fabrik, Kontaktstücke Kahlebergsandstein/Granit	

Kontaktstellen Kahlebergsandstein/Okergranit sind häufig und oft über mehrere Meter im Gelände verfolgbar:

a) Aufschluß hinter der 5. Fabrik (Okertal).

b) Unterhalb des unteren Kahbergweges, Pkt. 53 auf der geologischen Karte.

c) Fels am unteren Kahbergweg.

Die Kontaktgrenze ist in allen Fällen scharf und tritt besonders deutlich am frischen Gestein durch einen 5 mm breiten, dunkelgefärbten Saum hervor. In unmittelbarer Nähe des Kontaktes führt der Okergranit zahlreiche bis faustgroße Kahlebergsandsteineinschlüsse, und der Kahlebergsandstein selbst wird häufig von Granitgängen (bis 40 cm mächtig) durchzogen.

IV. Der Okergranit

Der Okergranit selbst wurde in die Untersuchungen nur einbezogen, um etwaige endomorphe Veränderungen festzustellen. Besonders zahlreich sind schon makroskopisch sichtbare Turmalinsonnen im Gebiet der Granitklippen der

6. Fabrik. Die untersuchten Granitproben sind außer der Probe 122 (Granit mit starker Biotit/Chlorit-Anreicherung; Kontakt an der 5. Fabrik) in den einzelnen Tabellen bei den Kontaktproben aufgeführt. Eine ausführliche Beschreibung des Okergranits findet man bei H. Dengler[8] (1956).

C. Untersuchungsmethoden

Der Mineralbestand der unter B aufgeführten Proben wurde je nach der Beschaffenheit der Gesteine korngrößenanalytisch, mikroskopisch und röntgenographisch untersucht. Mit Hilfe chemischer Analysen soll versucht werden, die Rolle isochemischer und allochemischer Reaktionen bei Mineralneubildungen zu erfassen.

I. Aufbereitung

Die Kalke und kalkhaltigen Tonschiefer wurden mit 10%-Monochloressigsäure aufbereitet. Der Kalk geht in Lösung, und die unlöslichen Minerale werden im Rückstand angereichert. Die 10%-Monochloressigsäure kombiniert die Vorteile der Salz- und Essigsäure: Die Kalke werden schnell gelöst (1—2 Tage) wie bei der Salzsäure, und der gewonnene kalkfreie Rückstand wird kaum angegriffen wie bei der Essigsäure. Das p_H der 10%-Monochloressigsäure beträgt 2—3.

Die Tonschiefer und die Sandsteine wurden ohne vorherige chemische Aufbereitung untersucht.

II. Korngrößenanalyse des säureunlöslichen Anteiles der Kalke

Die aus der Aufbereitung mit 10%-Monochloressigsäure gewonnenen Rückstände wurden mit dem im Institut üblichen Verfahren der Korngrößentrennung (quantitative Trennung des Rückstandes in Korngrößenklassen von $< 2\,\mu$ bis $> 600\,\mu$ mit Hilfe des Atterbergverfahrens [6, 7, 25, 30] in einzelne Fraktionen getrennt. Die Korngrößendiagramme der nichtmetamorphen und metamorphen Rückstände sollen diskutiert werden.

III. Mikroskopische Untersuchungen

Mit Hilfe von Dünnschliffen und Streupräparaten wurde der Mineralbestand der Gesteine bestimmt. Bei den Sandsteinen wurden quantitative Bestimmungen mit dem Punktzählverfahren nach F. Chayes[5] (1956) vorgenommen.

IV. Röntgenographische Untersuchungen

Mit dem Zählrohrgoniometer Müller-Mikro-III von Philips wurden Textur- und Pulveraufnahmen zur Bestimmung der Minerale angefertigt.

V. Chemische Untersuchungen

Um Aussagen über iso- bzw. allochemische Reaktionen während der Kontaktmetamorphose machen zu können, ist eine relativ hohe Anzahl von Analysen erforderlich. Zum direkten Vergleich veränderter und unveränderter Gesteine sollten die Proben aus gleichen stratigraphischen Horizonten ausgewählt werden. Dies ist natürlich wegen der Aufschlußverhältnisse nur bedingt möglich, so daß die einzelnen Analysenergebnisse bei den jeweiligen Gesteinstypen immer zusammenfassend betrachtet werden müssen, um natürliche Schwankungen auszuschalten.

Bei der chemischen Analyse wurden nur die Elemente berücksichtigt, die maßgeblich an den Mineralneubildungen der Kontaktmetamorphose beteiligt waren: Fe, Ca, Mg, K, Na, dazu Ti, Mn und CO_2. Al-, P- und Si-Bestimmungen wurden nicht durchgeführt.

Die Ausführung der Analysen wurde mit einigen Abänderungen nach den Vorschlägen von SHAPIRO-BRANNOCK[42] (1956) und G. SCHWARZENBACH[39] (1957) ausgeführt. Mit Hilfe eines Schwefelsäure-Flußsäure-Aufschlusses erhält man eine Stammlösung, aus der man Fe_2O_3, TiO_2, MnO, CaO, MgO, K_2O und Na_2O kolorimetrisch, titrimetrisch oder flammenphotometrisch bestimmt. In der Tabelle 5 sind die Elemente und ihre Bestimmungsmethoden angegeben.

Tabelle 5. *Die untersuchten Elemente und ihre Bestimmungsmethoden*

	Nachgewiesen mit	Methode	Indikator
Fe_2O_3	Orthophenanthrolin	kolorimetrisch	
TiO_2	Tiron	kolorimetrisch	
MnO	Oxydation des Mn mit KJO_4 zu Permanganat	kolorimetrisch	
CaO	Komplexon	titrimetrisch	Murexid
MgO	Komplexon	titrimetrisch	Erio Schwarz T
K_2O		flammenphotometrisch	
Na_2O		flammenphotometrisch	
FeO	Dichromat	titrimetrisch	Diphenylsulfonat
CO_2		volumenometrisch nach KLEINE	

CaO und MgO wurden summentitrimetrisch bestimmt. Die MgO-Werte wurden aus der Differenz der Ca-Titration und der Summentitration des Mg und Ca gewonnen. Alle Werte beziehen sich auf eine bei 110° getrocknete Analysensubstanz, um schwankende Wassergehalte auszuschalten.

D. Untersuchungsergebnisse

I. Die Kalke

In diesem Kapitel werden die Untersuchungsergebnisse der in Tabelle 2 aufgeführten Proben dargelegt.

Der Kalkspat ist das häufigste Mineral in den mittel- und oberdevonischen Kalken (bis zu 85% der Gesamtprobe). Sowohl die Lichtbrechung ($n_0 = 1{,}658$) als auch die röntgenographischen Daten [$(014) = 3{,}035 \pm 0{,}02$ Å] zeigen, daß es sich um einen Kalkspat ohne nennenswerte Beimengungen von Mg handelt. Die folgenden Ausführungen über Mineralbestand, Korngrößenanalyse und chemische Analyse beziehen sich immer auf die in 10%-Monochloressigsäure unlöslichen Minerale.

1. Der Mineralbestand des säureunlöslichen Anteiles der nichtmetamorphen Kalke. Folgende Minerale wurden bestimmt: α) Glimmer, β) Chlorit, γ) Quarz, δ) Feldspat.

Zu α) und β). Die optischen Daten (Lichtbrechung, Achsenwinkel) der Glimmer und Chlorite überschneiden sich und können nicht zur Unterscheidung herangezogen werden. [Die Doppelbrechung kann zur Unterscheidung ebenfalls nicht benutzt werden, da sich beide Minerale in Streupräparaten auf die Fläche (001) legen und der Gangunterschied von $nz - ny$ beider Minerale fast gleich ist.]

Die Lichtbrechung der Glimmer und Chlorite liegt zwischen $n = 1{,}58$ und $n = 1{,}61$; der Achsenwinkel ist klein ($< 50°$) und der optische Charakter immer (−). In den Fraktionen 60—200 μ erscheinen die Chlorite und Glimmer noch als Einzelminerale.

Mit Hilfe der Basisreflexe (001) an Texturaufnahmen sind die Chlorite und Glimmer einwandfrei zu unterscheiden. Bei den Glimmern handelt es sich um gut kristallisierten (scharfe, schmale Reflexe) Muskovit [die dioktaedrischen Glimmer haben einen relativ starken (004)-Reflex (Intensität 5—6), während bei den trioktaedrischen Glimmern der (004)-Reflex nur sehr schwach ist (Intensität 1—2)]. Die Chlorite sind eisenreich [(001)-Reflex im Verhältnis zum (002)-Reflex schwach [4, 25]]. Beim Erhitzen auf 500° C wurde ein Ansteigen der Intensität des Reflexes (001) beobachtet, währen die Intensität des Reflexes (002) stark abnimmt [4, 25]. Wahrscheinlich handelt es sich bei den Chloriten um Delessit (Diagramm der Chlorite in Tröger-Tabellen 1956).

Zu γ). Der Quarz ist nicht idiomorph und oft von Chloritkrusten überzogen. Er tritt in allen Fraktionen auf.

Zu δ). In den nichtmetamorphen Kalken befindet sich im wesentlichen Albit; einzelne Kristalle zeigen deutlich Zwillingslamellierung; sie sind nicht idiomorph. Die Lichtbrechung beträgt für $n_{Z'} = 1{,}534$ bis 1,536.

Der im Gelände so auffallende Kellwasserkalk (Schwarzfärbung durch organische Substanz) zeigt keinen abweichenden Mineralbestand.

2. Der Mineralbestand des säureunlöslichen Anteiles der metamorphen Kalke. Hier konnten mehrere für die Kontaktmetamorphose von Kalken typische Minerale bestimmt werden: α) Diopsid, β) Prehnit, γ) Granat, δ) Vesuvian, ε) Feldspat; dazu teilweise als „Zeugenminerale" der ehemals nichtmetamorphen Kalke: ζ) Chlorit, η) Glimmer, ϑ) Quarz.

Zu α). Der Diopsid tritt als selbständiges Mineral in allen Fraktionen auf. Er ist aber auch in Einschlüssen in den weiter unten zu besprechenden Mineralen Prehnit und Granat zu finden. Die Lichtbrechung beträgt für $n_z' = 1{,}690$ bis 1,703. Genaue Lichtbrechungsbestimmungen sind durch zahlreiche Einschlüsse im Diopsid erschwert. Achsenwinkelmessungen waren nicht möglich, weil die Körner zu klein sind. Die d-Werte der Pulveraufnahmen stimmen praktisch mit den von P. C. Zwaan [54] (1954) veröffentlichten Werten eines Diopsides vom Zillertal überein. Die Lichtbrechung entspricht einem hedenbergitischen (etwa 15—20%) Diopsid.

Zu β). Der Prehnit ist immer mit Granat vergesellschaftet und zeigt zahlreiche Diopsideinschlüsse. Er ist farblos und ohne Eigengestalt, im Dünnschliff zeigt er manchmal die für den Prehnit typische strahlige Ausbildung. Seine optischen Daten: $n_{Z'} = 1{,}633$; max. Doppelbrechung: etwa 0,025; Spaltbarkeit nach (001) vollkommen, nach {110} schlecht; gerade Auslöschung; 2 Vz.

Danach ist es ein Al-Prehnit (Tröger-Tabellen 1956). Ein genaues Röntgendiagramm kann nicht beigefügt werden, da die Reflexe des Prehnites mit denen von Granat und Diopsid zu häufig koinzidieren.

Zu γ). Die Fundpunkte der Granate wurden bereits im Abschnitt der Probennahme der mittel- und oberdevonischen Kalke aufgeführt. Die Granate sind meist schon makroskopisch sichtbar, die größten Kristalle erreichen einen Durchmesser

von 3 mm, ihre Farbe ist schwach bräunlich. Als einzige kristallographische Form tritt das Rhombendodekaeder {110} mit deutlichem Zonarbau auf.

Im Dünnschliff ist der Granat farblos, ganz deutlich tritt hier der bereits makroskopisch sichtbare Zonarbau hervor (2—3 Anwachszonen). Ebenso wie der Prehnit führt der Granat zahlreiche Diopsideinschlüsse. Der Brechungsquotient der Granate beträgt $n = 1{,}769$.

Die Gitterkonstante a_0 wurde mit 11,87 Å bestimmt. Die Zusammensetzung der Granate wurde mittels Lichtbrechung und Gitterkonstante a_0 nach A. SRIRAMADAS[43] (1957) bestimmt. Danach handelt es sich um ein Mischglied der Grossular-Andradit-Reihe mit 20—25% Andradit- und 75—80% Grossularkomponente. Diese Zusammensetzung gilt für alle Fundpunkte, da Lichtbrechung und d-Werte der Granate aus den einzelnen Fundpunkten sehr gut übereinstimmen.

Tabelle 6. *Die d-Werte des Granates der Rabenklippe*

(h k l)	Θ $Cu_{K\alpha}$	d Å	I*
400	15,03	2,970	*m*
420	16,87	2,654	*st*
332	17,71	2,532	*s*
422	18,52	2,425	*s*
510/431	19,32	2,328	*s*
521	20,80	2,169	*s*
440	21,52	2,100	*ss*
611/532	23,56	1,927	*s*
620	24,22	1,878	*ss*
444	26,70	1,714	*s*
640	27,87	1,648	*sm*
642	29,04	1,587	*sm*
800	31,25	1,485	*s*
840	35,46	1,328	*s*
842	36,47	1,296	*s*

* *I* Intensität (geschätzt), *st* stark, *m* mittel, *sm* schwach—mittel, *s* schwach, *ss* sehr schwach.

Tabelle 6 zeigt die d-Werte des Granates der Rabenklippe.

Weiterhin mußte nachgeprüft werden, ob die gefundenen Granate der Mischkristallreihe Granat-Hydrogranat angehören. Die allgemeine Formel lautet wie folgt für die Mischkristallreihe Granat-Hydrogranat [H. S. YODER, jr.[51] (1950) sowie[17, 18]]:

$$X_3\,Y_2(SiO_4)_{3-m}(OH)_{4m},$$

wobei $X = Ca$, $Y = Al$ oder Fe^{3+} sein kann. Für die Endglieder ($m = 3$ und $m = 0$) gelten:

$m = 3: X_3Y_2(OH)_{12}$	Hydrogranat
$Ca_3(Al, Fe^{+++})_2(OH)_{12}$	Hydrogrossular bzw. Hydroandradit
$m = 0: X_3Y_2(SiO_4)_3$	Granat
$Ca_3(Al, Fe^{+++})_2(SiO_4)_3$	Grossular bzw. Andradit.

C. H. SCHMITT[38] (1957) bestimmt Glieder dieser Mischreihen mit Hilfe der Gitterkonstante a_0 und des Intensitätsverhältnisses $I_{(220)}/I_{(611)}$.

Die Granate der westlichen Kontaktzone des Okergranites sind nach der Bestimmungsmethode von C. H. SCHMITT wasserfreie Glieder der Mischkristallreihe Grossular-Andradit. Wasserbestimmungen nach PENFIELD bestätigten das röntgenographische Ergebnis (0,35% H_2O^+).

Die anomale Doppelbrechung mit Felderteilung wurde bereits von C. KLEIN[28] (1887) an den Granaten der Rabenklippe beschrieben. Die zeitliche Entstehung dieser häufigen Erscheinung wird von C. KLEIN[27, 28] (1883 und 1887) und V. M. GOLDSCHMIDT[22] (1911) in die Wachstumsperiode gelegt. Nach GOLDSCHMIDT handelt es sich um Folgeerscheinungen isomorpher Mischkristallbildungen. Er beobachtet allerdings auch Ausnahmen, also Mischkristalle ohne anomale Doppelbrechung und Felderteilung.

Vielleicht spielt bei dieser Erscheinung die Wachstumsgeschwindigkeit eine nicht unerhebliche Rolle.

δ) Vesuvian ist nicht häufig und konnte nur in einer Probe (65*) eindeutig nachgewiesen werden. Er besitzt keine Einschlüsse.

ε) Feldspat. Der Feldspat tritt ohne Eigengestalt auf. Die Lichtbrechung wurde mit $n_{Z'} = 1{,}527—1{,}528$ bestimmt. Achsenwinkelmessungen waren wegen der geringen Korngröße der Feldspäte nicht möglich. Es handelt sich sicher um Na-reiche Orthoklase (Anorthoklas); denn sowohl Röntgendaten als auch chemische Analyse erlauben keinen reinen K-Feldspat oder Na-Feldspat [bei den d-Werten treten für Albit und „Orthoklas" spezifische Reflexe auf; für einen reinen K-Feldspat sind die Na-Werte zu hoch (s. chemische Analyse der Kalke)]. Auf jeden Fall ist der Chemismus der Feldspäte im säureunlöslichen Anteil der kontaktmetamorphen Kalke ein anderer als der im säureunlöslichen Anteil der nichtmetamorphen Kalke (Albit).

ζ), η), ϑ). Als Rest des Mineralbestandes der nichtmetamorphen Kalke treten noch Chlorit, Glimmer und Quarz auf. Die oben erwähnte Fleckenbildung (Abb. 3) der kontaktmetamorphen Kalke beschränkt sich nicht nur auf Farbunterschiede, sondern der Mineralbestand der dunklen (reich an organischer Substanz) und hellen (praktisch frei von organischer Substanz) Partien unterscheidet sich auffällig. So zeigt die Probe 119, die in einen dunklen (119s) und einen hellen (119w) Anteil zerlegt wurde, folgende Unterschiede:

119s	119w
Feldspat	(Feldspat)
(Granat)	Granat
Diopsid	(Diopsid)
Quarz	Quarz

( ): nur ganz untergeordnet vorhanden.

Die Unterschiede im Mineralbestand werden durch die getrennt durchgeführte chemische Analyse von 119s und 119w bestätigt.

3. Korngrößenverteilung des säureunlöslichen Anteiles der nichtmetamorphen und metamorphen Kalke. Es wurden die säureunlöslichen Minerale von drei nichtmetamorphen (Pr.-Nr. 55, 56, 57) und drei metamorphen Kalken (Pr.-Nr. 35, 36a, 38) auf ihre Korngröße untersucht. Es galt festzustellen, ob sich die Korngröße dieser Minerale durch die Wirkung der Kontaktmetamorphose ändert. Die Korngrößenanalyse gibt allerdings nur einen halbquantitativen Überblick, da in den Fraktionen $> 60\,\mu$ Aggregate auftreten.

Diese Aggregate sind innige Verwachsungen von Chlorit und Glimmer mit eingestreuten Quarz- und Feldspätkörnern in den nichtmetamorphen Kalken und Diopsid-Feldspat-Verwachsungen in den metamorphen Kalken. Sie können mit den herkömmlichen Methoden nicht in ihre Einzelminerale getrennt werden.

In Tabelle 7 ist der Anteil der säureunlöslichen Minerale der nichtmetamorphen und metamorphen Kalke eingetragen. Abb. 4 zeigt die daraus abgeleiteten Blockdiagramme.

Die Tabelle 7 und die daraus abgeleiteten Blockdiagramme zeigen folgendes:

1. In den nichtmetamorphen Proben sind die $< 2\,\mu$-Fraktionen viel größer als in den metamorphen Proben.

Tabelle 7. *Die %-Verteilung der Minerale auf die einzelnen Fraktionen*

	Nichtmetamorph			Metamorph		
Fraktion	55	56	57	36a	38	35
$> 632\,\mu$ ⌀	0,7	1,0	3,7	10,9	8,1	10,3
$632—200\,\mu$ ⌀	6,0	5,8	9,8	2,5	15,8	8,0
$200—63{,}2\,\mu$ ⌀	16,0	13,4	15,3	3,8	25,0	19,3
$63{,}2—20\,\mu$ ⌀	24,0	27,4	26,0	30,6	23,7	26,5
$20—6{,}3\,\mu$ ⌀	23,6	25,9	22,1	35,8	17,5	19,5
$6{,}3—2\,\mu$ ⌀	12,6	12,9	11,9	12,9	7,4	13,0
$< 2\,\mu$ ⌀	17,1	13,6	11,2	3,5	2,5	3,4

2. Die $> 632\,\mu$-Fraktionen sind dagegen in den metamorphen Proben viel größer als in den nichtmetamorphen Proben.

Daraus geht eine deutliche Kornvergrößerung der säureunlöslichen Anteile der kontaktmetamorphen Kalke hervor.

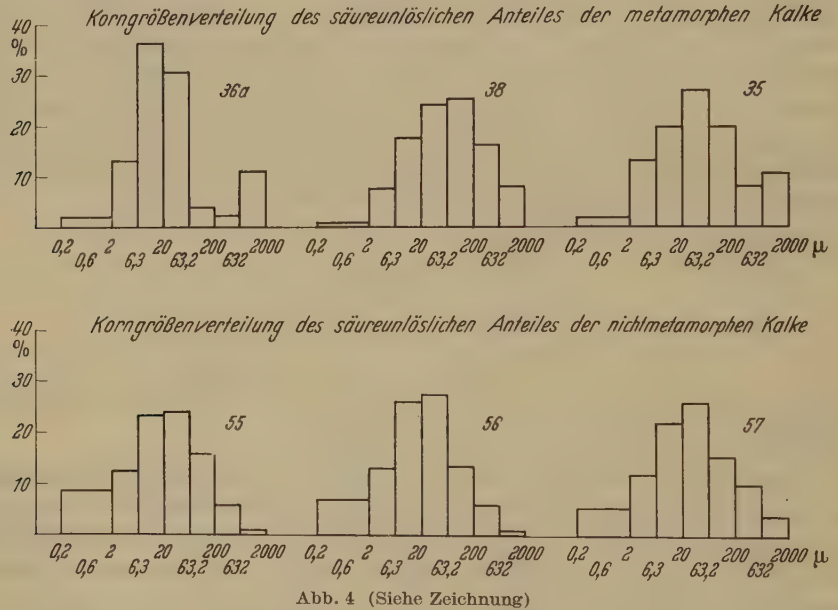

Abb. 4 (Siehe Zeichnung)

Über die mengenmäßige Verteilung der einzelnen Minerale kann folgendes gesagt werden:

1. Die säureunlöslichen Minerale der nichtmetamorphen Kalke. a) Der Chlorit- und Glimmergehalt nimmt nach den gröberen Fraktionen hin ab. Der Chlorit ist häufiger als Glimmer. b) Der Quarzgehalt nimmt nach den gröberen Fraktionen hin zu, während der Feldspatgehalt fast konstant bleibt oder nur geringfügig zunimmt.

2. Die säureunlöslichen Minerale der metamorphen Kalke. a) Der Chlorit- und Glimmergehalt nimmt nach den gröberen Fraktionen hin ab und ist über $> 20\,\mu$ (Glimmer) bzw. über $> 60\,\mu$ (Chlorite) gleich Null. Auch hier ist der Chlorit häufiger als der Glimmer. b) Der Quarzgehalt nimmt nach den gröberen Fraktionen hin ab oder bleibt konstant. c) Der Feldspatgehalt nimmt nach den

gröberen Fraktionen hin zu oder bleibt konstant. d) Der Diopsidgehalt nimmt nach den gröberen Fraktionen hin zu.

Ein Vergleich der korngrößenanalytisch untersuchten Proben zeigt folgendes:

Mineral	nichtmetamorph → metamorph
Quarz	Abnahme
Chlorit, Glimmer	Abnahme
Feldspat	Neubildung
Diopsid	Neubildung

4. Chemische Teilanalysen und Mineralzusammensetzung der mittel- und oberdevonischen Kalke. In Tabelle 8 sind die untersuchten Proben mit den einzelnen Analysenwerten eingetragen. Die Analysen wurden von dem in Monochloressigsäure unlöslichen Anteil angefertigt. Die CO_2-Bestimmungen wurden mit der Gesamtprobe ausgeführt. Der $CaCO_3$-Gehalt konnte aus den CO_2-Werten berechnet werden, da in allen Fällen das Karbonat als reiner Kalkspat vorliegt.

Tabelle 8. *Die Teilanalysen des säureunlöslichen Anteiles der Kalke* (in Prozent)

	55	56	57	132	35	36a	38	67	119s	119w	124a	124c
	Nichtmetamorph				Metamorph							
FeO	4,0	4,0	6,7	2,7	4,0	3,6	2,9	n. b.	4,0	1,5	3,1	2,9
Fe_2O_3	1,3	1,6	1,6	2,7	1,0	1,4	1,2	n. b.	0,9	3,8	2,5	2,7
TiO_2	0,8	0,7	0,7	0,8	0,7	0,8	0,9	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8
K_2O	3,6	3,3	2,9	3,7	2,4	3,8	2,3	4,4	1,6	0,1	3,5	3,6
Na_2O	1,0	2,0	0,2	0,5	2,1	1,3	1,8	0,4	4,2	0,1	0,7	0,7
CO_2	32,3	32,5	30,4	12,1	31,6	35,0	27,5	36,8	35,9	13,6	1,6	1,4
$CaCO_3$	73,4	74,0	69,1	27,0	71,9	79,6	62,5	83,7	81,6	30,8	3,7	3,2

Besonders interessant sind die unterschiedlichen FeO-, Fe_2O_3-, K_2O- und Na_2O-Werte der Proben 119s und 119w. Hierin spiegelt sich deutlich der unterschiedliche Mineralbestand beider Proben wider. Der hohe Na_2O-Gehalt der Probe 119s ist auf einen hohen Albitgehalt zurückzuführen, der sonst in anderen metamorphen Kalkproben nicht gefunden wurde.

Quantitative Werte über die Mineralverteilung in den einzelnen Proben konnten nicht ermittelt werden, da sowohl eine Auszählung als auch eine Berechnung des Mineralbestandes wegen Mineraleinschlüsse und Mineralverwachsungen nicht möglich ist. So wurde in Tabelle 9 nur das Auftreten (+) oder das Fehlen (—) der Minerale vermerkt.

Tabelle 9. *Die Mineralzusammensetzung der chemisch untersuchten Proben*

Pr.-Nr.	Quarz	Plag.	Orth.	Chl.	Musk.	Diop.	Gran.	Prehn.
55	+	+	—	+	+	—	—	—
56	+	+	—	+	+	—	—	—
57	+	+	—	+	+	—	—	—
132	+	+	—	+	+	—	—	—
35	+	—	+	+	+	+	—	—
36a	+	—	+	+	+	+	—	—
38	+	—	+	+	+	+	—	—
67	+	—	+	+	+	+	—	—
119s	+	+	—	—	—	+	—	—
119w	+	—	—	—	—	+	+	—
124a	—	—	+	—	—	+	+	+
124c	—	—	+	—	—	+	+	+

Folgende allgemeine Gesichtspunkte können aus den Untersuchungen abgeleitet werden:

1. Die säureunlöslichen Minerale der nichtmetamorphen Kalke reagierten ohne nachweisbare Stoffzufuhr von außen mit dem im Überschuß vorhandenen $CaCO_3$ unter Bildung von Ca-Silikaten. Dabei wurden der Muskovit, Chlorit und Quarz bei den Raktionen teilweise oder vollkommen umgesetzt. Die Probe 119 zeigt, daß gewisse Stoffwanderungen im Gestein zu gewissen Anreicherungen führten, die sich in einem unterschiedlichen Mineralbestand widerspiegeln (Pr.-Nr. 119s und 119w).

2. Es entstanden zwei Typen kontaktmetamorpher Kalkhornfelse. a) Diopsid-Orthoklas-Hornfelse mit noch teilweise vorhandenen Mineralen (Quarz, Chlorit, Muskovit) der nichtmetamorphen Kalke. Im Bereich der westlichen Kontaktzone sind alle Kalke zu diesem Gesteinstyp umgewandelt. b) Prehnit-Granat-Hornfelse mit eingeschlossenem Diopsid und Feldspat, bei denen praktisch keine Minerale der nichtmetamorphen Kalke mehr vorhanden sind. Dieser Typ beschränkt sich auf die oben angeführten Granatfundpunkte.

3. Eine zonare Gliederung der Kalke konnte nicht vorgenommen werden, da ein direkter Granit-Kalkkontakt nicht aufgeschlossen ist. Ebenso gestatten die Granat-Prehnit- und Diopsid-Orthoklas-Hornfelse keine systematische Zonengliederung, da die Granat-Prehnit-Hornfelse nur lokal in kleinen, begrenzten Vorkommen auftreten.

II. Die Tonschiefer

Die Tabelle 3 zeigt die untersuchten Tonschieferproben.

1. Die Calceola-Schiefer. *a) Der Mineralbestand der kalkhaltigen Calceola-Schiefer.* Die kontaktmetamorphen Calceola-Schiefer waren ursprünglich kalkhaltige Tonschiefer; der qualitative Mineralbestand entsprach dem der mittel- und oberdevonischen nichtmetamorphen Kalke, so daß praktisch die gleichen Mineralneubildungen wie bei den veränderten mittel- und oberdevonischen Kalken vorliegen. Allerdings erkennt man im Mineralbestand (Quarz und Feldspat) auch deutlich den ursprünglichen Tonschiefercharakter der Proben. Folgende Minerale wurden bestimmt: α) Quarz, β) Feldspat, γ) Diopsid, δ) Chlorit, ε) Glimmer, ζ) Pyrit.

Zu α). Im Gegensatz zu den metamorphen Kalken ist der Quarz in größeren Mengen vorhanden. Der Quarz weist deutlich auf den Tonschiefercharakter der Calceola-Schiefer hin.

Zu β). Es wurde sowohl Plagioklas (Albit-Oligoklas) mit deutlicher Zwillingslamellierung als auch Anorthoklas bestimmt. Der Plagioklas stammt wahrscheinlich aus dem unveränderten Mineralbestand der Calceola-Schiefer, während der Anorthoklas als Neubildung zu deuten ist.

Zu γ). Der Diopsid ist auch hier das typische Neubildungsmineral. Er ist körnig in seiner Ausbildung und deutlich an seiner hohen Doppelbrechung zu erkennen. Die Lichtbrechung liegt für $n_{Z'}$ bei 1,703.

Zu δ) und ε). Chlorit tritt im Gegensatz zu Glimmer (Muskovit) in allen Proben auf.

Zu ζ). Ganz besonders interessant ist der hohe Pyritgehalt. Die Reste von Calceola-Korallen sind oft pyritisiert.

b) Der Mineralbestand der kalkfreien Calceola-Schiefer. Neben neugebildetem α) Biotit treten hier als weitere Neubildungen folgende Minerale auf: β) Chlorit, γ) Turmalin, δ) Pyrit, ε) Granat, ζ) Feldspat.

Neben diesen Neubildungen kommen natürlich Quarz, Feldspat (Albit), Muskovit und Chlorit als typische Minerale der Tonschiefer hinzu.

Zu α). Biotit. 1. In größeren Kristallen: Die maximale Größe beträgt ungefähr 0,2 mm [gemessen an Schnitten || zur Spaltbarkeit (001)]. Die optischen Daten: $n_{Z'} = 1{,}660$; Pleochroismus: x farblos, y rotbraun, z rotbraun; optischer Charakter: einachsig oder nahezu einachsig (−). Auch hier handelt es sich wie bei den metamorphen Kulmtonschiefern um Lepidomelan. Sehr häufig sind bei ihnen pleochroitische Höfe, die von kleinen, eingelagerten Zirkonkörnern verursacht werden. Gut sichtbar sind sie in den Schnittlagen xz und yz.

Abb. 5. Turmalindruse mit Pyritmantel in kalkfreiem Calceola-Schiefer. 6. Fabrik, unmittelbar am Bachbett der Oker. Deutlich sichtbar sind hier auch eingestreute Chloritkristalle. X-Nicols, Vergrößerung 75 ×

2. In der feinkörnigen Tonschiefergrundmasse: Hier sind es kleinere Kristalle, die innig mit Chlorit verwachsen sind.

Zu β). Chlorit. Die optischen Daten beziehen sich nicht auf den in der Grundmasse reichlich vorhandenen Chlorit, sondern auf die großen (bis 1 mm), neugebildeten Kristalle. Lichtbrechung: $n_{Z'} = 1{,}628$; Pleochroismus: x blaßgrün, y olivgrün, z olivgrün; optischer Charakter: z liegt || der Spaltbarkeit, folglich ist x die spitze Bisektrix, der optische Charakter somit (−); die Doppelbrechung liegt ungefähr bei $\pm 0{,}005$. Alle Daten sprechen für einen Diabantit.

Es wurden auch Verwachsungen von Chlorit und Biotit auf der Fläche (001) beobachtet.

Zu γ). Der Turmalin kommt sowohl im benachbarten Granit als auch im kontaktmetamorph veränderten Sedimentgestein vor. Die optischen Daten des Turmalines beziehen sich auf das Vorkommen im Sedimentgestein. Lichtbrechung: $n_0 = 1{,}662$; Pleochroismus: e farblos bis blaßgrünbraun, o gelbbraun bis olivbraun; einachsig (−); ungefähre Doppelbrechung: $\Delta = 0{,}022$—$0{,}025$. Der Turmalin zeigt Siebstruktur, die „Sieblöcher" sind Quarzkörner der Grundmasse. Meist tritt der Turmalin in kleinen Hohlräumen auf und wird oft von einem Pyritmantel umgeben (Abb. 5). Der größte gemessene Turmalinkristall mit

Pyritmantel (gemessen in Richtung der kristallographischen c-Achse) ist 2 mm groß.

Die Siebstruktur und Größe weisen deutlich auf die sekundäre Natur des Turmalins hin, offensichtlich handelt es sich hier um eine pneumatolytische Imprägnation, vom Granit ausgehend, im kleinsten Rahmen (die Turmaline im Sedimentgestein wurden nur im Bereich der 6. Fabrik gefunden).

Zu δ). Das Gestein ist sehr reich an Pyrit. Teilweise bildet er die Ummantelung vom Turmalin, oder er füllt selbständig kleinere Hohlräume aus, oder er ist unregelmäßig über das gesamte Gestein verteilt. Die maximale Größe der Pyritkristalle beträgt 0,6 mm.

Zu ε). Nicht nur in den metamorphen Kalken wurde Granat bestimmt, sondern auch in den kalkfreien Calceola-Schiefern mit ihrer typischen Chlorit-Glimmer-Grundmasse. Die Lichtbrechung dieser Granate liegt bei ungefähr $n = 1{,}80$. Die Granate zeigen Siebstruktur und sind meist idiomorph ausgebildet, als einzige kristallographische Form liegt auch hier nur das Rhombendodekaeder vor. Genauere Angaben über den Chemismus können hier nicht gemacht werden, da es sich nur um einzelne Einsprenglinge (bis 0,25 mm groß) handelt.

Zu ζ). In unmittelbarer Nähe des Kontaktes konnte mit Hilfe der Lichtbrechung Plagioklas mit einem An-Gehalt von 10—15% ermittelt werden. In seiner Lichtbrechung unterscheidet sich dieser nur geringfügig vom Quarz, so daß eine einwandfreie Unterscheidung beider Minerale im Dünnschliff nur mit Hilfe des Achsenwinkels zu erreichen ist. Die Auslöschung der Plagioklase wirkt verwaschen und wandert vom Rande ins Innere der Kristalle; teilweise liegen auch Zwillinge mit sehr undeutlichen Verwachsungsflächen vor.

2. Die Tonschieferlagen in devonischen Kalken. Mineralogisch und petrographisch gesehen tritt hier nichts Neues auf. Sie gleichen den metamorphen, kalkhaltigen Calceola-Schiefern, wenn es kalkhaltige Tonschiefer sind, oder sie gleichen den kalkfreien, kontaktmetamorphen Tonschiefern, wenn es sich um kalkfreie Tonschieferschichten handelt.

3. Die Kulmtonschiefer. *a) Der Mineralbestand der nichtmetamorphen Kulmtonschiefer.* Folgende Minerale wurden bestimmt: α) Quarz, β) Feldspat, γ) Chlorit, δ) Glimmer, ε) Erz.

Die geringe Korngröße und die starke Schwarzfärbung der Gesteine erschwerten die Bestimmung des Mineralbestandes.

Zu α). Die in die Chlorit-Glimmer-Grundmasse regellos eingestreuten Quarzkörner sind kantig und wenig gerundet. Die Mengenverhältnisse der Quarze in den einzelnen Proben können sehr stark schwanken.

Zu β). Bei den Feldspäten handelt es sich um saure Plagioklase (Albit-Oligoklas), die mit ihrer Zwillingslamellierung leicht zu erkennen sind. Der Anteil der sauren Feldspäte ohne Zwillingslamellierung kann bei geringer Korngröße leicht unterschätzt werden, da sie dann ähnliche optische Eigenschaften (Lichtbrechung, Doppelbrechung) wie der Quarz haben. Die einzelnen Körner sind kantig. Serizitisierte und chloritisierte Plagioklase wurden nicht beobachtet. Ebenso spielt Orthoklas keine Rolle.

Zu γ). Die Unterscheidung von Chlorit und Glimmer macht bei den Tonschiefern in Dünnschliffen keine Schwierigkeit. Der Chlorit der Tonschiefer ist

eisenreich und gut kristallisiert, er ist im Vergleich zum Glimmer immer das häufigere Mineral.

Zu δ). Feine, farblose, oft gekrümmte Muskovitschuppen zeigen die spez. Daten der Muskovite (Lichtbrechung, Doppelbrechung, optischer Charakter). Biotit ist in den nichtmetamorphen Tonschiefern nur von untergeordneter Bedeutung.

Zu ε). In vielen Fällen wurde Pyrit beobachtet.

Im Dünnschliff kann man praktisch immer die gleiche Struktur der nichtmetamorphen Kulmtonschiefer beobachten: In der dichten, verfilzten Chlorit-Glimmer-Grundmasse sind einzelne, relativ frische Quarz- und Feldspatbruchstücke eingestreut, so daß alle Glieder vom sandigen bis zum „sandarmen" Tonschiefer vorhanden sind.

b) Der Mineralbestand der metamorphen Kulmtonschiefer. Bei den metamorphen Tonschiefern kann unterschieden werden zwischen:

1. Tonschiefern mit gleichem Mineralbestand wie die nichtmetamorphen Tonschiefer. Sie unterscheiden sich von ihnen durch Struktur, größere Härte und geringere Spaltbarkeit.

2. Tonschiefern mit typischen Mineralneubildungen. Das sind dichte, dunkelgefärbte Hornfelse, die keine Spaltbarkeit mehr zeigen.

Neben den bei den nichtmetamorphen Tonschiefern besprochenen Mineralen treten α) Biotit, β) Cordierit als Neubildungen auf.

Zu α). Die optischen Daten des Biotites: Lichtbrechung: $n_{Z'} = 1{,}656—1{,}660$ (genaue Bestimmung durch starke Eigenfarbe erschwert); Pleochroismus: x farblos, y rotbraun, z rotbraun; optischer Charakter: einachsig oder nahezu einachsig (—). Maximale Größe [gemessen wurde || der Spaltbarkeit (001)]: ~0,1 mm. Nach den optischen Daten ist es ein eisenreicher Biotit (Lepidomelan). Er kann bis zu 25% der Gesteinszusammensetzung erreichen.

Zu β). Cordierit konnte nur röntgenographisch mit seinen spezifischen Reflexen (8,63; 4,13; 3,14; 3,07 Å) nachgewiesen werden. Mikroskopisch konnte er nicht bestimmt werden, da bei der geringen Korngröße die optischen Reaktionen (Achsenwinkel, Pleochroismus), die zur einwandfreien Unterscheidung des Cordierites vom Quarz dienen, nicht durchgeführt werden können. Ein großer Teil des Cordierites ist sicher zu Pinit (Pseudomorphose von Muskovit nach Cordierit) und Chlorit umgewandelt, wie es bereits Koch (1888) beobachtete.

c) Beschreibung von typischen Strukturen bei den kontaktmetamorphen Tonschiefern (Abb. 6). Hierbei handelt es sich um Strukturen, die sowohl bei den metamorphen Kulmtonschiefern als auch bei den metamorphen Calceola-Schiefern vorkommen. Diese Strukturen wurden nur im Bereich der Kontaktzone an Tonschiefern beobachtet. Die Strukturen werden durch eine Anreicherung von Muskovit in Flecken hervorgerufen. Die „Muskovitflecken" werden durch chloritreiche Partien umsäumt. Sichtbar wird diese Anordnung der Minerale mit Hilfe gekreuzter Nicols auf Grund der unterschiedlichen Doppelbrechung von Muskovit und Chlorit. Der Chlorit kann mit Biotit vergesellschaftet sein.

d) Chemische Teilanalysen und halbquantitativer Mineralbestand der Tonschiefer. Die Tabellen 10a und 10b zeigen die untersuchten Proben mit den einzelnen Analysenergebnissen.

Bei den Proben 50 und 68/69 handelt es sich um den in 10%-Monochloressigsäure unlöslichen Mineralbestand.

Alle Werte beziehen sich auf eine bei 110° getrocknete Analysensubstanz.

Aus den einzelnen Bestimmungen sieht man deutlich, daß die Schwankungen der einzelnen Werte in den jeweilig zusammengefaßten Proben relativ groß sind. Bis auf eine Ausnahme (Pr.-Nr. 14) liegen die Werte in einem Bereich, der nicht gestattet, irgendeine Stoffzufuhr vom Granit anzunehmen. Alle Mineralneubildungen (Biotit, Cordierit, Chlorit) der Tonschieferhornfelse können praktisch aus Reaktionen des nichtmetamorphen Mineralbestandes entstanden sein. Dabei kommt das K der neugebildeten Biotite aus dem Muskovit und das Mg und Fe aus dem Chlorit der nichtmetamorphen Tonschiefer.

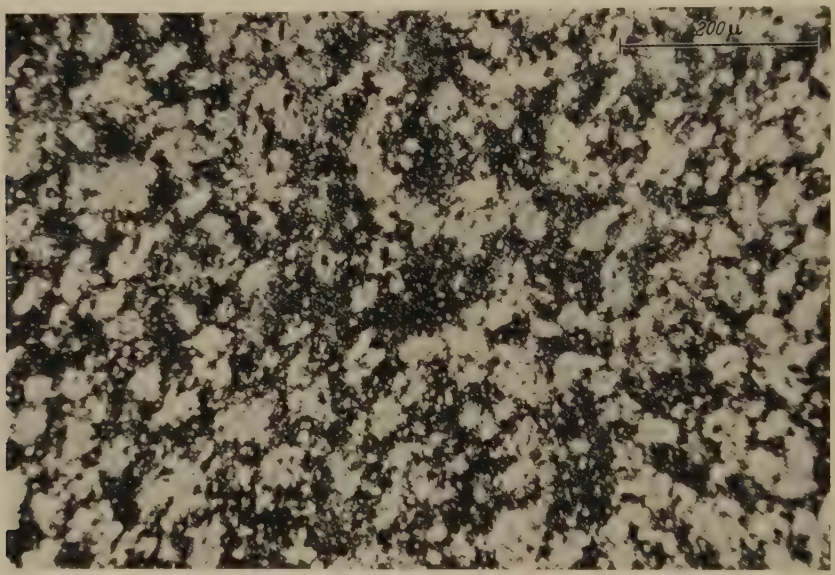

Abb. 6. Kontaktmetamorpher „Fleckenschiefer". X-Nicols, Vergrößerung 75 ×

Die Probe 14 (aus unmittelbarer Kontaktnähe, maximal 5 cm vom Granit entfernt) zeigt einen besonders hohen Na_2O-Wert, der auf einen überdurchschnittlich hohen Plagioklasgehalt (um 40%) zurückzuführen ist. Die benachbarten Proben zeigen normale Alkaliwerte, so daß von einer Na-Zufuhr nur im kleinsten Rahmen gesprochen werden kann.

Ähnliche Erscheinungen wurden am Kontakt Granit/Kahlbergsandstein beobachtet.

Auch bei der quantitativen Bestimmung des Mineralbestandes der Tonschiefer ergaben sich große Schwierigkeiten. Hier sind es die geringe Korngröße der Minerale und die innige Verwachsung von Chlorit und Glimmer, die keine Auszählung der einzelnen Minerale gestatten. Ebenso wie bei den Kalken kann der Berechnung aus typischen Elementen keine große Bedeutung beigemessen werden, da auch hier einzelne Elemente in mehreren Mineralen vorkommen (z.B. K im Muskovit, Biotit und Orthoklas). Deshalb können die in Tabelle 11 angegebenen %-Gehalte nur als Richtwert gelten.

Folgende allgemeine Gesichtspunkte können aus den Untersuchungen abgeleitet werden:

1. Aus den Tonschiefern entstanden Tonschieferhornfelse. Zwei Typen können unterschieden werden: a) In unmittelbarer Nähe des Granites bildeten sich Biotit-

Tabelle 10a. *Die Teilanalysen der Calceola-Schiefer* (in Prozent)

	12	13	14	16	18	50	68/69	25a
	Kalkfreier Calceola-Schiefer					Kalkhaltig		Tonschiefer-schicht
FeO	4,6	4,6	5,9	4,4	4,4	5,1	2,9	1,8
Fe_2O_3	2,5	2,2	1,0	2,5	2,7	2,3	4,0	5,4
TiO_2	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,8	0,7	0,8
K_2O	4,4	4,2	0,9	4,5	4,5	4,4	4,3	2,7
Na_2O	1,8	1,5	4,6	1,0	1,1	1,3	1,8	2,7
CO_2	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	11,0	14,2	n. b.
$CaCO_3$	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	24,9	32,2	n. b.

Tabelle 10b. *Die Teilanalysen der Kulmtonschiefer* (in Prozent)

	42	42a	43	43a	33	33a	39	40a	34	46	41
	Unveränderte Tonschiefer				Tonschiefer mit Biotitbildung				„Fleckenschiefer"		
FeO	4,4	3,6	5,6	4,4	5,8	5,4	6,3	5,2	3,8	5,2	4,4
Fe_2O_3	1,7	2,9	1,9	2,9	1,4	1,2	1,2	1,3	2,9	1,4	2,3
TiO_2	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9
MnO	0,10	0,10	0,12	0,11	0,10	0,13	0,14	0,10	0,19	0,17	0,11
K_2O	2,8	3,6	3,5	3,1	3,6	4,1	4,0	3,1	3,2	4,0	3,6
Na_2O	2,3	1,9	2,0	2,0	1,8	1,6	1,7	2,4	1,8	2,3	2,3
MgO	2,3	2,8	3,0	3,3	3,0	2,7	3,1	2,9	3,0	3,0	3,3
CaO	0,28	0,31	0,18	0,36	0,37	0,50	0,54	0,25	0,33	0,27	0,10

Tabelle 11. *Die Mineralzusammensetzung der Tonschiefer* (in Prozent)

Pr.-Nr.	Quarz	Plag.	Orth.	Chl.	Musk.	Biot.	Cord.	
42	40	20	5	20	15	—	—	
42a	40	15	10	20	15	—	—	
43	35	20	5	25	15	—	—	
43a	40	20	5	20	15	—	—	
33	30	20	—	25	—	20	+	5 Erz
33a	35	20	—	20	—	25	+	Erz
39	25	20	—	20	—	35	+	Erz
40a	35	20	—	20	20—25		—	
34	35	15	5	25	20	—	—	
46	35	25	5	20	20	—	—	
41	35	25	—	20	20	—	—	
12	30	15	10	25	20	—	—	
13	40	15	5	10	30	—	—	
14	10	40	—	35	—	15	—	
16	30	10	10	30	20	—	—	
18	35	20	5	30	10	10	—	
								Diop.
50	+	—	+	+	—	—	—	+
68/69	+	—	+	+	—	—	—	+
25a	+	+	—	+	+	—	—	+

+ = vorhanden, — = nicht vorhanden.

(Cordierit-)Hornfelse. Die eisenreichen Biotite (Lepidomelan) sind in die feinkörnige Grundmasse ohne besondere Orientierung eingestreut. b) In weiterer

Entfernung vom Granit nimmt die Größe und Häufigkeit der Biotite ab, und es stellen sich die typischen „Fleckentonschiefer" ein. Ihr Auftreten ist auf den Bereich der Kontaktzone beschränkt.

2. Typische Knotenschiefer mit Andalusit[36] konnten im Bereich der westlichen Kontaktzone des Okergranites nicht gefunden werden.

3. Lokal (auf den unmittelbaren Kontakt des Granites beschränkt) treten pneumatolytische Einwirkungen auf das Nebengestein auf, die zur Bildung von Turmalin in geringen Mengen führte. Ebenso ist der hohe Na_2O-Gehalt der Probe 14 wohl auf eine Na-Zufuhr vom Granit zurückzuführen.

III. Der unterdevonische Kahlebergsandstein

Die untersuchten Proben sind in Tabelle 4 aufgeführt.

1. Der Mineralbestand des nichtmetamorphen Kahlebergsandsteines. Hierbei handelt es sich im wesentlichen um α) Quarz, β) Feldspat, γ) Chlorit, δ) Glimmer.

Zu α). Der Hauptbestandteil des Kahlebergsandsteines ist Quarz.

Zu β). Viel untergeordneter ist der Feldspat. Während der Plagioklas (Albit) kaum die 5%-Grenze überschreitet, ist der Orthoklas praktisch ganz ohne Bedeutung.

Zu γ) und δ). Das Zwischenmittel der Quarzkörner ist Glimmer (Muskovit) und Chlorit. Der %-Anteil beider wechselt in den einzelnen Proben sehr stark.

2. Der Mineralbestand des kontaktmetamorphen Kahlebergsandsteines. Auch im Kahlebergsandstein haben Reaktionen stattgefunden, die zur Neubildung einiger Minerale führten: α) Chlorit, β) Biotit, γ) Muskovit, δ) Diopsid, ε) Feldspat.

Zu α). Die optischen Daten des Chlorites sind die gleichen, wie sie im Abschnitt der kontaktmetamorphen Calceola-Schiefer mitgeteilt wurden. Die Chlorite sind entweder regellos in einzelnen Kristallen über das gesamte Gestein verteilt, oder sie sind in einem etwa 5 mm breiten, dunkelgefärbten Saum am unmittelbaren Kontakt angereichert. Ebenso wie die Biotite besitzen die Chlorite pleochroitische Höfe, die von kleinen eingelagerten Zirkonkörnern ausgehen. Die maximale Größe der Chlorite liegt bei etwa 0,45 mm.

Zu β). Auch Biotit (Lepidomelan) ist im Kahlebergsandstein als Kontaktprodukt sehr häufig. Die optischen Daten sind die gleichen wie die der Biotite der Kulmtonschiefer.

Zu γ). Wahrscheinlich ist auch der Muskovit, der in größeren Flatschen vorkommt, neugebildet oder weitergewachsen. Er wird bis zu 4 mm groß (gemessen $\parallel$ der Spaltbarkeit).

Zu δ). Kalkige Einlagerungen (Kalkspat wurde im Kahlebergsandstein nachgewiesen) führten zur Bildung von Diopsid, der auch hier in körnigen Aggregaten vorliegt. Seine Lichtbrechung liegt für $n_{Z'}$ bei 1,703. Es ist also auch hier wie bei den kontaktmetamorphen Kalken ein hedenbergitischer (15—20%) Diopsid.

Zu ε). Von ganz besonderem Interesse ist der praktisch in allen Proben des kontaktmetamorphen Kahlebergsandsteines vorkommende Orthoklas, der bis zu 25% der Proben ausmachen kann. Er zeigt nur selten Spaltbarkeit. Die Lichtbrechung wurde für $n_{Z'} = 1{,}521$—$1{,}523$ bestimmt. Der Orthoklas ist ohne Eigengestalt, und die Umrisse der Quarze bilden sich meist negativ in den Orthoklasen ab, so daß der Eindruck entsteht, daß der Orthoklas die Rolle des Bindemittels einnimmt. Die Orthoklase sind teilweise chloritisiert und serizitisiert. In

unmittelbarer Kontaktnähe des Kahlebergsandsteines (maximal 5 cm vom Granit entfernt) tritt auch Albit mit den gleichen Eigenschaften auf, wie er bereits im Abschnitt der Calceola-Schiefer beschrieben wurde. Sein Auftreten ist wie bei den Calceola-Schiefern nur auf einen etwa 5 cm breiten Saum beschränkt.

3. Chemische Teilanalysen und halbquantitativer Mineralbestand des Kahlebergsandsteines. In Tabelle 12 sind die Teilanalysen der untersuchten Proben aufgeführt.

Tabelle 13 bringt dazu die Mineralzusammensetzung der chemisch untersuchten Proben. Hier kann mit einer größeren Genauigkeit der angegebenen

Tabelle 12. *Die Teilanalysen des Kahlebergsandsteines*

	101	103	10	11a	11c′	11c″	11d	11e‴	11e″	11e′	115k	6
	Nichtmet.		Kontaktmetamorph							Kontakt		
FeO	2,4	2,6	0,7	1,8	0,7	0,4	1,0	1,8	0,6	2,6	2,2	3,8
Fe_2O_3	0,8	2,6	0,2	0,4	0,3	0,3	0,3	1,0	0,3	0,9	0,4	0,9
TiO_2	0,4	0,5	0,5	0,5	0,6	0,4	0,4	0,6	0,6	0,7	0,8	0,9
K_2O	1,8	3,5	4,0	3,8	2,6	2,7	0,6	1,7	1,2	0,9	1,2	4,7
Na_2O	0,4	0,1	0,3	0,6	1,0	0,6	1,2	0,8	1,8	2,0	2,0	4,4

Tabelle 13. *Die Mineralzusammensetzung des Kahlebergsandsteines*

Pr.-Nr.	Quarz	Plag.	Orth.	Chl.	Musk.	Biot.	Diop.	Rest
101	80	5	—	5	10	—	—	
103	49	1	—	20	30	—	—	
10	68	—	24	5	—	—	—	4
11a	53	—	22	6	—	—	19	
11c′	68	—	22	6	—	—	—	4
11c″	72	—	18	1	7	—	—	2
11d	80	—	11	7	—	—	—	2
11e‴	72	—	10	12	6	—	—	
11e″	71	—	15	5	4	—	—	5
11e′	60	20	5	7	—	8	—	
115k	62	18	5	7	—	8	—	
6	20	40	15	5	–	20	—	

Werte gerechnet werden, da sich die Werte in erster Linie auf eine mikroskopische Auszählung stützen; die chemische Analyse und Röntgenaufnahmen bestätigten die mikroskopisch gefundenen Werte.

Die Tabellen 12 und 13 zeigen folgendes:

1. Die Na_2O-Werte sind bis auf die unmittelbar am Kontakt Granit/Kahlebergsandstein entnommenen Proben (11e′, 11e″, 115k, 6) außerordentlich niedrig, was auf einen geringen Plagioklasgehalt zurückzuführen ist. In Probe 103 fehlt Plagioklas praktisch vollkommen. Im Gegensatz dazu stehen die Proben 11e′, 11e″, 115k und 6. Wenn man die Na_2O-Werte der übrigen Kahlebergsandsteinproben zugrunde legt, haben sich bei diesen Proben die Na_2O-Werte um 30% und *mehr* erhöht. Da diese Proben nun ausschließlich vom Kontakt Granit/Kahlebergsandstein stammen, liegt wohl eine Na-Zufuhr vom Granit vor, die aber auf einen kleinen Bereich beschränkt bleibt.

2. Bei dem hohen Orthoklasgehalt des kontaktmetamorphen Kahlebergsandsteines lag der Verdacht nahe, daß es durch K-Zufuhr vom Granit zur Orthoklas-

bildung kam; denn Orthoklas ist im nichtmetamorphen Kahlebergsandstein praktisch ohne Bedeutung. Das K der Muskovite des nichtmetamorphen Kahlebergsandsteines genügt aber, um 24% Orthoklas zu erhalten.

3. Der bis 5 mm breite, dunkelgefärbte Saum, der am Kontakt Granit/Kahlebergsandstein beobachtet wurde, zeichnet sich durch eine starke Chlorit- und Biotitanreicherung aus. Die Anreicherung von Chlorit und Biotit müßte aber höhere FeO-Werte zur Folge haben. Dies trifft tatsächlich zu, wie wir bei den FeO-Werten dieser Proben sehen können. Allerdings zeigen die Proben 11e''' und 11a sowie 103 ohne weiteres, daß hohe Eisengehalte auch bei Proben auftreten, die nicht aus dem Bereich der dunkelgefärbten Chlorit-Biotit-Zone entnommen sind.

Zusammenfassend kann über den Kahlebergsandstein folgendes gesagt werden:

1. Im Bereich der westlichen Kontaktzone des Okergranites bildete sich aus einem feldspatarmen Sandstein ein orthoklasreicher Sandstein. Das K der neugebildeten Orthoklase stammt wohl aus dem im nichtmetamorphen Kahlebergsandstein reichlich vorhandenen Muskovit.

2. In unmittelbarer Nähe des Kontaktes bildete sich Albit. Seine Entstehung muß mit einer Na-Zufuhr in Zusammenhang gebracht werden [s. auch S. Schwarzmann[40] (1957)].

3. Entlang des Kontaktes bildete sich ein etwa 5 mm breiter Chlorit-Biotit-Saum.

4. Ursprünglich kalkhaltige Sandsteine wurden zu diopsidhaltigen Sandsteinen umgewandelt.

IV. Der Okergranit

Dieser Abschnitt bringt keine zusammenfassende petrographische Beschreibung des Okergranites, sondern der Granit wurde nur in die Untersuchungen einbezogen, um etwaige endomorphe Veränderungen festzustellen. Daher wurden neben einigen Proben aus dem Randgebiet des Okergranites vorwiegend Kontaktproben Granit/Sedimentgestein untersucht. Besonders berücksichtigt wurden Proben aus dem Gebiet der 5. Fabrik, da der Granit hier gangartig in den Kahlebergsandstein eindringt. Hier konnten bis zu faustgroße Einschlüsse von Kahlebergsandstein im Granit beobachtet werden. Die Ergebnisse können kurz zusammengefaßt werden:

1. Der typische Mineralbestand der Granite — Quarz, Orthoklas und Plagioklas — zeigt auch in den untersuchten Proben keine Abweichungen. Die Plagioklase sind stark serizitisiert und zeigen oft Zonarbau, die Orthoklase sind bräunlich gefärbt und liegen meist als Perthite vor (vgl. auch H. Niemann[33] 1957).

	115g	122
FeO	1,78	1,08
Fe_2O_3	0,46	0,32
TiO_2	0,85	0,49
K_2O	4,09	3,50
Na_2O	2,60	2,48

2. Besonders häufig wurde in den Proben Chlorit und Biotit und deren nicht unterscheidbare Übergänge beobachtet. Der Chemismus der Chlorite und Biotite scheint auf Grund der optischen Daten mit denen in den veränderten Sedimentgesteinen übereinzustimmen. Die Glimmer und Chlorite führen zahlreiche Zirkon- und Apatiteinschlüsse mit pleochroitischen Höfen, wie sie auch bei den Biotitneubildungen im kontaktmetamorph veränderten Sedimentgestein beobachtet wurden.

3. Der Turmalin, der im Bereich der 6. Fabrik besonders häufig im Granit auftritt, zeigt makroskopisch am angewitterten Granit meist die typischen

prismatischen Säulchen. Im Dünnschliff wird deutlich, daß die Turmalinbildung zeitlich nach der Erstarrung des Granites stattfand; denn er tritt hier vorzugsweise in feinen Rissen und zwischen den einzelnen Quarz- und Feldspatkörnern auf.

4. Die beiden chemischen Teilanalysen geben kaum einen Hinweis auf endomorphe Veränderungen des Granites. Die Alkaliwerte liegen niedriger als bei den von H. Niemann[33] (1957) untersuchten Standardproben des Brockengranites.

E. Diskussion

Im Bereich der westlichen Kontaktzone des Okergranites wurden die Sedimentgesteine kontaktmetamorph verändert. Alle Gesteinstypen (Kalke, Tonschiefer und Sandsteine) zeigen typische Mineralneubildungen, wie sie von vielen Autoren aus anderen Gebieten beschrieben wurden. Die Intensität der Kontaktmetamorphose ist viel geringer als in manchen anderen Gebieten; pneumatolytische und metasomatische Prozesse größeren Umfanges spielen keine Rolle.

I. Diskussion der neuentstandenen Gesteine mit ihren Mineralneubildungen

1. Die kontaktmetamorphen Fleckenschiefer. Die Fleckenschiefer, entstanden durch Anreicherungen von Muskovit und Chlorit, sind das Produkt der ausklingenden Kontaktmetamorphose im Gebiet der westlichen Kontaktzone des Okergranites. Aus Schottland wurden solche von C. E. Tilley[45] (1924) ausführlich beschrieben. Sie werden in der angelsächsischen Literatur als „spotted slates" bezeichnet. Nach der Fazieseinteilung von P. Eskola[1] (1939), die von F. J. Turner und J. Verhoogen[47] (1960) erweitert wurde, sind die Fleckenschiefer typische Vertreter der Albit-Epidot-Hornfelsfazies kontaktmetamorpher Gesteine. Durch die Fleckenbildung der Tonschiefer im Okergranitkontakt können wir die nichtmetamorphen und metamorphen Tonschiefer im Dünnschliff eindeutig voneinander unterscheiden. Die von mir mikroskopisch untersuchten Proben bestätigten die von A. Bode[3] (1907) festgelegte Kontaktzone.

2. Die Biotit-(Cordierit-)Hornfelse. Zum Kontakt hin gehen die Fleckenschiefer allmählich in Biotit- (Cordierit-) Hornfelse über. Andalusit, ein sonst häufiges Mineral kontaktmetamorpher Tonschiefer, tritt im Gebiet der westlichen Kontaktzone des Okergranites nicht auf. V. M. Goldschmidt[22] (1922) führt das Fehlen von Andalusit in kontaktmetamorphen Tonschiefern in Norwegen auf einen Al_2O_3-Unterschuß des Gesteines zurück. Auch bei den kontaktmetamorphen Kulmtonschiefern mag dies der Fall sein; denn sie sind im allgemeinen sehr quarzreich; neben Feldspat und Muskovit treten keine Al-reichen Minerale, z. B. Kaolinit, auf.

O. H. Erdmannsdörffer[13] (1910) weist in seiner Arbeit „Über Biotitanreicherungen in gewissen Granitkontakten" durch chemische Analysen eine Stoffzufuhr von Ti und Fe in kontaktmetamorphen Tonschiefern nach. Dies konnte von mir nicht bestätigt werden. Alle Ti- und Fe-Werte, sowohl die der nichtmetamorphen als auch die der metamorphen Tonschiefer, liegen in *einem* Größenbereich. Zudem muß hier auf Schwankungen dieser Werte bereits bei den nichtmetamorphen Tonschiefern hingewiesen werden, die sich bei den kontaktmetamorphen Tonschiefern ebenfalls auswirken (s. auch V. M. Goldschmidt 1911, Diskussion der Arbeit von O. H. Erdmannsdörffer). Die Einordnung der Biotithornfelse in eine Fazies von Eskola, Turner und Verhoogen[1, 47] (1939

und 1960) ist nicht ohne weiteres möglich, da sowohl der Biotit als auch der Cordierit typische Durchläuferminerale sind. Ihre Entstehungstemperaturen schwanken sehr stark wegen der verschiedenen Bildungsbedingungen. So geben D.M. Roy und R. Roy[37] (1955) bei der Cordieritsynthese aus den Oxyden eine Temperatur von 500° C an. H.G.F. Winkler[49] (1958) gibt bei seinen Erhitzungsversuchen an Tonen Bildungstemperaturen von 560° C und höher an; S. Koritnig[29] (1955) versuchte zu zeigen, daß der Cordierit am Basaltkontakt der Blauen Kuppe bei etwa 850° C auftritt.

3. Die kontaktmetamorphen Calceola-Schiefer. Die kalkhaltigen kontaktmetamorphen Calceola-Schiefer sind ein gutes Übergangsbeispiel der Gesteinsreihe Tonschiefer-Kalke. Hier treten durch die Wirkung der Kontaktmetamorphose Diopsid und Orthoklas als Neubildungen auf, dazu Chlorit und Glimmer als „Zeugenminerale" der nichtmetamorphen Calceola-Schiefer. Biotit wurde nicht nachgewiesen. Dies stimmt mit dem experimentellen Befund von H.G.F. Winkler[50] (1960) überein, der kalkhaltige Tone einer hydrothermalen Metamorphose unterwarf, wobei sich Feldspat (Plagioklas und Orthoklas) und Diopsid bildete. Der Diopsid entstand auf Kosten des eisenhaltigen Biotites, der vollkommen abgebaut wurde.

4. Die kontaktmetamorphen Kalke. Aus den Kalken entstanden durch die Kontaktmetamorphose ebenfalls Hornfelse mit typischen Mineralneubildungen (Diopsid, Orthoklas, Granat und Prehnit).

Der Prehnit ist ein häufig beobachtetes Mineral kontaktmetamorpher Kalke. Meist verdankt er seine Entstehung hydrothermalen Einflüssen[44] (Struwe 1957). In den Kalken der westlichen Kontaktzone fehlt aber jeder Anhaltspunkt (weitere hydrothermal gebildete Minerale, Durchtrümerung des Gesteines usw.) für hydrothermale Einflüsse, so daß es sich hier wohl um eine normale kontaktmetamorphe Bildung handelt. Das im Prehnit eingebaute Wasser stammt sicher aus dem ursprünglichen Wassergehalt der nichtmetamorphen Kalke.

H.S. Yoder, jr.[51] (1950) versucht, die Granate aus den Oxyden unter den verschiedensten Bedingungen zu synthetisieren. Es gelang ihm aber nur die Synthese der Hydrogranate. Daraus schließt er, daß ein großer Teil der natürlichen Granate Hydrogranate sind. Die von mir vorgenommenen Untersuchungen, den Wassergehalt der Granate mittels Gitterkonstante a_0 und Intensitätsverhältnis $I_{(220)}/I_{(611)}$ nach C.H. Schmitt[38] (1957) zu bestimmen, zeigten, daß es sich um wasserfreie Granate handelt.

Bislang werden für das Existenzfeld der Granate immer hohe pt-Bedingungen angegeben. Ob die Granate der westlichen Kontaktzone unter hohen pt-Bedingungen entstanden, muß bezweifelt werden, da nach allgemeiner Meinung das Deckgebirge, welches den Brockenpluton überlagert, nur geringmächtig ist.

Die Diopsideinschlüsse im Granat und im Prehnit zeigen, daß die obengenannten Orthoklas-Diopsid-Hornfelse und Granat-Prehnithornfelse in zwei Phasen entstanden sein müssen:

1. Zunächst bildeten sich aus allen Kalken Orthoklas-Diopsid-Hornfelse.

2. Anschließend kam es lokal zur Bildung von Granat und Prehnit. Diese umschlossen den in der 1. Phase gebildeten Diopsid.

5. Die kontaktmetamorphen Sandsteine. Sandsteine mit Zwischenmittel verhalten sich während der Kontaktmetamorphose nicht neutral. Wenn es sich um

Muskovitzwischenmittel handelt, bildet sich daraus Orthoklas. Größere Mengen von Chlorit neben Muskovit als Bindemittel führten zur Entstehung von Biotit und gröberkristallinem Chlorit. So tritt der Orthoklas in den biotit- und chloritreichen Kontaktsäumen des Kahlebergsandsteines stark zurück, das K wurde im Biotit eingebaut.

Nun verstehen wir auch, daß aus Tonschiefern und Sandsteinen, die sich eigentlich nur in ihrem quantitativen Mineralbestand unterscheiden, während der Kontaktmetamorphose verschiedene Gesteine entstanden. In den Tonschiefern mit ihrem relativ großen Fe- und Mg- und geringeren Kieselsäureangebot entsteht Biotit. Das K wird im Biotit eingebaut. Bei geringerem Fe- und Mg- und größerem Kieselsäureangebot wie bei den Sandsteinen wird sich in erster Linie Orthoklas bilden neben wechselnden Mengen Chlorit und Biotit.

II. Ungefähre Temperaturverhältnisse während der Kontaktmetamorphose

Über die Temperaturverhältnisse, die während der Kontaktmetamorphose geherrscht haben, können nur ganz grobe Angaben gemacht werden, da zu viele unbekannte Größen unberücksichtigt bleiben müssen.

Die Stabilitätstemperaturen der Minerale, die bei ihrer Synthese bestimmt wurden, erlauben nicht ohne weiteres Rückschlüsse auf Temperaturen während der Kontaktmetamorphose. In der Natur spielt bei allen Reaktionen die Zeit eine sehr große Rolle, die bei Laboratoriumsversuchen immer unberücksichtigt bleiben muß, und die Einflüsse der Ausgangsminerale, Korngröße, Spurenelemente und Mineralisatoren sind in ihrer Gesamtheit wohl kaum zu übersehen. Außerdem ist das Nichtvorhandensein eines Minerales, welches bei ganz bestimmten pt-Bedingungen zerfällt, noch kein Beweis, daß diese pt-Bedingungen erreicht wurden; denn jenes Mineral kann bereits bei niederen Temperaturen durch Reaktionen mit anderen Mineralen vollkommen aufgebraucht worden sein (s. auch H. G. F. Winkler[49] 1958). Ähnlich ist es mit Temperaturangaben für die untere Stabilitätsgrenze der Minerale. Meist bilden sich Minerale in natürlichen Systemen nicht bei Temperaturen, wie sie aus Synthesen mit oxydischem Ausgangsmaterial erhalten wurden [H. G. F. Winkler und S. Koritnig (Bildung von Cordierit)].

In den kontaktmetamorphen Kalken wurden immer, wenn auch in geringeren Mengen als bei den nichtmetamorphen Kalken, Chlorit und Muskovit gefunden. Ein Teil dieser Minerale ist sicher bei den Reaktionen während der Kontaktmetamorphose aufgebraucht worden. Der noch vorhandene Rest zeigt aber, daß die obere Stabilitätsgrenze des Chlorites und Muskovites nicht überschritten wurde; denn Erhitzungsaufnahmen von Chloriten aus den nichtmetamorphen Kalken bei 550° C zeigen, daß der Chlorit bei dieser Temperatur zerfällt. (H. G. F. Winkler[50] 1958 konnte Chlorit noch bis 550° C nachweisen.) Für Muskovit liegen die Zerfallstemperaturen nach Yoder, jr.[53] (1954) noch höher (625—715° C bei 5000—30000 psi; 1 psi = 0,06897 bar). S. Koritnig[29] (1954) bestätigte in seinen Untersuchungen die Angaben von R. E. Grim (1940), daß die OH-freie Illitmodifikation bis etwa 800° C stabil bleibt.

Die Tonschiefer zeigen ähnliche Verhältnisse. Nach dem oben Gesagten kann sich Cordierit frühestens bei 500° C bilden. Ebenso stellt sich Biotit nach Winkler (1958) erst bei 525° C ein. Für das gleichzeitige Auftreten von Chlorit und

Biotit gibt er die kleine Temperaturspanne von 525—550° C an. Am Kontakt der kalkfreien Calceola-Schiefer wurden beide Minerale zusammen beobachtet.

Wir müssen also auch hier mit einer Aufwärmung des Gesteines auf etwa 500° C rechnen.

Am Kontakt scheinen kaum höhere Temperaturen aufzutreten als in einem Abstand von etwa 2 m; denn wir finden am unmittelbaren Kontakt keine Minerale, die ihre Entstehung höheren Temperaturen verdanken. S. KORITNIG[29] (1955) konnte aber am Basaltkontakt der Blauen Kuppe den quantitativen Nachweis führen, daß ein Temperaturgefälle vom Kontakt zum unveränderten Gestein hin vorhanden ist. Der primäre Kontakt, der sich zunächst bei höheren Temperaturen bildete, ist wahrscheinlich vom Granit aufgezehrt worden. Der jetzt vorliegende Kontakt bildete sich in einem niederen Temperaturbereich, der dem Existenzfeld der jetzt beobachteten Minerale entspricht (vgl. S. KORITNIG, der bei seinen Untersuchungen zu ähnlichen Schlüssen kommt).

Für die Einordnung der kontaktmetamorphen Sedimentgesteine der westlichen Kontaktzone des Okergranites in die Faziestypen nach P. ESKOLA[1] und F. J. TURNER und J. VERHOOGEN[47] ergibt sich folgendes Bild:

Fleckenschiefer	Albit-Epidot-Hornfelsfazies	max. 500° C
Biotit- (Cordierit-) Hornfelse	Albit-Epidot-Hornfelsfazies oder beginnende Hornblendefazies	500—550° C
Kalkhornfelse	Hornblendefazies	max. 550° C

Zusammenfassung

Es wurde die Kontaktmetamorphose im Gebiet der westlichen Kontaktzone des Okergranites an nichtmetamorphen und metamorphen Proben studiert:

1. Aus den Kalken entstanden Diopsid-Orthoklas-Hornfelse, lokal bildeten sich in einer zweiten Phase Granat-Prehnit-Hornfelse.

2. Aus den Tonschiefern entstanden Chlorit-Muskovit-Fleckenschiefer, die zum Kontakt hin in Biotit- (Cordierit-) Hornfelse übergehen.

3. Der Sandstein wurde zu einem orthoklashaltigen Sandstein umgebildet. Der Orthoklas entstand auf Kosten des im nichtmetamorphen Sandstein vorhandenen Muskovites.

4. Der Granit selbst wurde durch die Kontaktmetamorphose nicht verändert.

Alle Reaktionen, außer einer lokalen Na-Zufuhr und einer geringfügigen pneumatolytischen Turmalinbildung, fanden ohne Stoffzufuhr (isochemisch) statt. Die Existenz von thermisch unverändertem Chlorit, sowohl am Kontakt Granit/kontaktmetamorphes Sedimentgestein als auch in weiterer Entfernung vom Granit, berechtigt zur Annahme, daß das Gestein auf etwa 500° C aufgeheizt wurde. Die neuentstandenen Hornfelse können in die Albit-Epidot-Hornfelsfazies und beginnende Hornblendefazies kontaktmetamorpher Gesteine eingeordnet werden.

Zum Schluß danke ich meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. C. W. CORRENS, für die Überlassung des Themas und sein reges Interesse am Verlauf der Arbeit. Ebenso möchte ich allen denen danken, die mir während der Arbeit fördernd zur Seite standen.

Literatur

[1] Barth, T. W., C. W. Correns u. P. Eskola: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939.

[2] Beushausen, L.: Das Devon des nördlichen Oberharzes. Abh. kgl. preuß. geol. Landesanst., N. F. Heft **30** (1900).

[3] Bode, A.: Blatt Zellerfeld, 1:25000, mit Erläuterungen. Kgl. preuß. Landesanstalt, Lieferung 100. Berlin 1907.

[4] Brindley, G. W.: X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London 1951.

[5] Chayes, F.: Petrographic modal analysis. New York 1956.

[6] Correns, C. W.: Einführung in die Mineralogie. Heidelberg 1949.

[7] Correns, C. W., u. W. Schott: Vergleichende Untersuchungen über Schlämm- und Aufbereitungsverfahren von Tonen. Kolloid-Z. **61**, 68—80 (1932).

[8] Dengler, H.: Der Okergranit im Harz. Geol. Jb. **72**, 85—116 (1956).

[9] Erdmannsdörffer, O. H.: Über Altersbeziehungen zwischen Gabbro und Granit im Brockenmassiv. Z. dtsch. geol. Ges. **56**, 2 S. (1904).

[10] Erdmannsdörffer, O. H.: Über Bau und Bildungsweise des Brockenmassives. Jb. kgl. preuß. geol. Landesanst. **27**, 341—371 (1906).

[11] Erdmannsdörffer, O. H.: Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassives. Jb. kgl. preuß. Landesanst. **28**, 131—140 (1906).

[12] Erdmannsdörffer, O. H.: Hornfelsstruktur und kristalloblastische Reihen. Zbl. Mineral., Geol., Paläont. 501—504 (1909).

[13] Erdmannsdörffer, O. H.: Biotitanreicherung in gewissen Granitkontakten. Zbl. Mineral., Geol., Paläont. 790ff. (1910).

[14] Erdmannsdörffer, O. H.: Neuere Untersuchungen über Kontaktmetamorphismus. Geol. Rdsch. **1**, 18—24 (1910).

[15] Erdmannsdörffer, O. H.: Die Einschlüsse des Brockengranites. Jb. kgl. preuß. Geol. Landesanst. **32**, 311—382 (1911).

[16] Erdmannsdörffer, O. H., u. H. Schröder: Blatt Harzburg, 1:25000, mit Erläuterungen. Preuß. geol. Landesanstalt, Lieferung 100, Berlin 1927.

[17] Flint, E. F., H. F. McMurdie and L. S. Wells: Hydrothermal and x-ray studies of the garnet-hydrogarnet series and the relationship of the series to hydration products of Portland cement. J. Res. Nat. Bur. Stand. **26**, 13—33 (1941).

[18] Flint, E. F., and L. S. Wells: Relationship of the garnet-hydrogarnet series to the sulfate resistance of Portland cements. J. Res. Nat. Bur. Stand. **27**, 171—180 (1941).

[19] Fromme, J.: Die Minerale des Brockengebirges insonderheit des Radautales. Braunschweig 1927.

[20] Fuchs, C. W. C.: Der Granit des Harzes und seine Nebengesteine. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. 769—859, 897—932 (1862).

[21] Görz, H.: Der Kahlebergsandstein. Diss. 1961.

[22] Goldschmidt, V. M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Vid.-Skr., mat.-naturv. Kl., Nr 11 (1911).

[23] Groddeck, A. v.: Z. dtsch. geol. Ges. **30**, 541ff. (1878).

[24] Halfar, A.: Über Kulmschichten in der nächsten Umgebung von Romkerhalle. Z. dtsch. geol. Ges. **29**, 66ff. (1877).

[25] Jasmund, K.: Die silikatischen Tonminerale. Weinheim 1955.

[26] Klein, C.: Optische Mitteilungen am Granat. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. 87ff. (1883).

[27] Klein, C.: Optische Untersuchungen zweier Granatvorkommen vom Harz. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. 200ff. (1887).

[28] Koch, M.: Mitteilungen über Aufnahmen in dem nordöstlichen Teil des Blattes Zellerfeld. Jb. kgl. preuß. Landesanst. **9**, XLIII—LIII (1888).

[29] Koritnig, S.: Die Blaue Kuppe bei Eschwege mit ihren Kontakterscheinungen. Heidelbg. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **4**, 504—521 (1955).

[30] Lippmann, F.: Die Methoden der Korngrößenanalyse von Ziegeltonen und die Darstellung ihrer Ergebnisse. Die Ziegelindustrie, 1953.

[31] Lossen, K. A.: Über die geologische Kartenaufnahme im Harzburger Revier. Jb. kgl. preuß. Landesanst. **9**, XXVff. (1888).

[32] Lossen, K. A.: Über geologische Aufnahmen auf dem Blatte Harzburg. Jb. kgl. preuß. Landesanst. **10**, XXVIff. (1889).
[33] Niemann, H.: Chemische Analysen und Dünnschliffausmessungen am Granit vom Wurmberg und Königskopf im Harz. Beitr. Mineral. u. Petrogr. **6**, 96—99 (1958).
[34] Rath, G. vom: Über Chabasit im Granit des Okertales. Neues Jb. Mineral., Geol., Paläont. 477ff. (1864).
[35] Rose, G.: Über den Granit des Brocken. Ber. Naturw. Ver., Hannover, 1854.
[36] Rosenbusch, H.: Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Straßburg 1877.
[37] Roy, D. M., and R. Roy: Synthesis and stability of minerals in the system MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O. Amer. Mineral. **40**, 147ff. (1955).
[38] Schmitt, C. H.: Versuche zur Aufklärung der Erhärtung von Zementen. Mainz 1957.
[39] Schwarzenbach, G.: Die komplexometrische Titration. Stuttgart 1957.
[40] Schwarzmann, S.: Über die Feldspat- und Feldspatgesteinsfremdlinge in den Tertiärvulkanen des Oberweser-Fulda-Gebietes. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., Nr 25, 1957.
[41] Seim, R.: Über kontaktmetasomatische Prozesse im Rahmen des Brockenmassives (Harz). Fortschr. Mineral., **37** (1959).
[42] Shapiro, L., and W. W. Brannock: Rapid analysis of silicate rocks. Geological Survey Bull. 1036—C, Circular 165, Washington 1956.
[43] Sriramadas, A.: Diagrams for the correlation of unit cell edges and refactive indices. Amer. Mineral. **42**, 294—298 (1957).
[44] Struwe, H.: Data on mineralogy and petrology of the dolomite-bearing northern contact-zone of the Quérigut-granite (French Pyrenees). Leidse Geol. Meded. **22**, 237—349 (1958).
[45] Tilley, C. E.: Contact metamorphism in the comrie area of the Perthshire Highlands. Geol. Soc. Lond. Quart. J. **80**, 22—71 (1924).
[46] Tröger, E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart 1956.
[47] Turner, F. J., and J. Verhoogen: Igneous and metamorphic petrology. New York-Toronto-London 1960.
[48] Ulrich, F.: Die Mineralvorkommen in der Umgegend von Goslar. Z. Naturwiss. **16**, 209—242 (1860).
[49] Winkler, H. G. F.: Hydrothermale Metamorphose karbonatfreier Tone (Teil 1). Geochim. Cosmochim. Acta **13**, 42ff. (1958).
[50] Winkler, H. G. F., u. H. v. Platen: Experimentelle Gesteinsmetamorphose (Teil 3). Anatektische Ultrametamorphose kalkhaltiger Tone. Geochim. Cosmochim. Acta **18**, 294ff. (1960).
[51] Yoder jr., H. S.: Stability relations of grossularite. J. Geology **58**, 221—253 (1950).
[52] Yoder jr., H. S.: The MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-system and related metam. rocks. Amer. J. Sci. (Bowen-Festband) 569ff. (1952).
[53] Yoder jr., H. S., and H. P. Eugster: Synthetic and natural muscovites. Geochim. Cosmochim. Acta **8**, 225ff. (1954).
[54] Zwaan, P. C.: On the determination of pyroxens by x-ray powder diagrams. Leidse Geol. Meded. **21**, 176—276 (1954).

Dr. Ingo Dreizler,
Mineralogisch-Petrographisches Institut Göttingen, Lotzestraße 16/18

Druck der Universitätsdruckerei H. Stürtz AG., Würzburg

Lebenslauf

Ich, Ernst Ingo Dreizler, wurde am 10. 6. 1934 als drittes Kind des Ingenieurs Erich Dreizler und seiner Ehefrau Paula Dreizler, geb. Schmidt, in Mannheim geboren. Bis zum Jahre 1937 wohnten wir in Schwetzingen/Baden. 1937 verzogen wir nach Riesa/Elbe, wo ich auch die Grundschule in der Zeit vom 1. 9. 1941 — 5. 7. 1949 besuchte. Nach vierjährigem Besuch der Riesaer Max-Planck-Oberschule legte ich dort am 14. 6. 1953 die Reifeprüfung ab.

Am 1. 8. 1953 kam ich von der Ostzone in die Bundesrepublik, um hier meine Ausbildung fortzusetzen. Am 19. 10. 1953 legte ich eine Sonderprüfung am Düsseldorfer Max-Planck-Gymasium ab, die das Ostzonenabitur auch im Gebiete der Bundesrepublik anerkennt.

Am 3. 11. 1953 bezog ich die Albert-Ludwigs-Universität in Freiburg und schrieb mich für das Fach Mineralogie ein. Seit dem Wintersemester 1954/55 setzte ich mein Studium an der Georg-August-Universität in Göttingen fort. Am 2. 5. 1956 bestand ich das Zwischenexamen für Mineralogie.

Während der Semesterferien arbeitete ich mehrere Male bei der Firma Henkel & Cie. Düsseldorf sowie im Forschungsinstitut der Deutschen Zementindustrie, Düsseldorf.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren Dr. Ackermann, Dr. Bederke, Dr. Brauer, Dr. Correns, Dr. Flammersfeld, Dr. Gentner, Dr. Glemser, Dr. Hilsch, Dr. Illies, Dr. Koritnig, Dr. Lüttringhaus, Dr. Mehnert, Dr. Pfannenstiel, Dr. Schneiderhöhn, Dr. Zemann sowie die Herren Privatdozenten Dr. Rein und Dr. Wedepohl.